REPUBLICA DEL PERU

SECTOR ENERGIA Y MINAS

INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO

BOLETIN Nº 69

Serie A: Carta Geológica Nacional

GEOLOGIA DE LOS CUADRANGULOS DE TARMA, LA OROYA Y YAUYOS

Hojas: 23-I, 24-I, 25-I

Por:

Francois Megard

Julio Caldas V.

Jorge Paredes

Natalio De La Cruz

INGEMMET

Lima - Perú

Setiembre, 1996

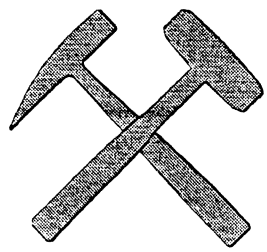
REPUBLICA DEL PERU
SECTOR ENERGIA Y MINAS
INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO

BOLETIN N° 69
Serie A : Carta Geológica Nacional

GEOLOGIA DE LOS CUADRANGULOS DE TARMA, LA OROYA Y YAUYOS

Hojas : 23-l, 24-l, 25-l

Por : Francois Megard, Julio Caldas V.,
Jorge Paredes y Natalio De La Cruz



INGEMMET

Lima - Perú
Setiembre, 1996

INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO

INGEMMET

DANIEL HOKAMA TOKASHIKI
Ministro de Energía y Minas

JUAN MENDOZA MARSANO
Vice-Ministro de Minas
y
Presidente del Consejo Directivo de INGEMMET

WALTER CASQUINO REY - ROBERTO PLENGE CANNOCK
LINDBERG MEZA CARDENAS - NICANOR VILCHEZ ORTIZ
GERARDO PEREZ DEL AGUILA
Consejo Directivo

HUGO RIVERA MANTILLA
Director Técnico

FUNCIONARIOS TECNICOS RESPONSABLES DE LA EDICION

OSCAR PALACIOS MONCAYO
Director General de Geología

AGAPITO SANCHEZ FERNANDEZ
Director de Carta Geológica Nacional

FRANCISCO HERRERA ROMERO
Director de Información y Promoción

Primera Edición, INGEMMET, 1996
Coordinación, Revisión y Edición
Dirección de Información y Promoción de INGEMMET
Lima - Perú

Impreso en INGEMMET

Contenido

RESUMEN 1

Capítulo I

INTRODUCCION 3
Ubicación y extensión del área estudiada 3
Accesibilidad 3
Estudios previos 5
Métodos de trabajo 5
Agradecimientos 5

Capítulo II

ZONACION MORFOLOGICA Y ESTRUCTURAL 7
Zonas Morfológicas 7
Flanco Occidental Andino y Cordillera Occidental 7
Altiplanicies 8
Cordillera Oriental 17
Zonación Estructural 18
Cordillera Occidental 18
Altiplanicies 18
Cordillera Oriental 20

Capítulo III

ESTRATIGRAFIA 21
GENERALIDADES 21
EL SUBSTRATO NEOPROTEROZOICO 22
EL GRUPO HUACAR 22
Rocas paraderivadas 25
Sedimentación en el Neoproterozoico 26
Rocas ortoderivadas 26
EL PALEOZOICO INFERIOR Y MEDIO 26
EL GRUPO EXCELSIOR 26
EL PALEOZOICO SUPERIOR-TRIASICO INFERIOR (?) . . . 33
LOS GRUPOS AMBO,TARMA,COPACABANA Y MITU 33
Grupo Ambo 33
Grupo Tarma 39
Grupo Copacabana 40
Grupo Mitu 42
EL TRIASICO Y EL JURASICO INFERIOR 43
Formación Chambará 43
Formación Aramachay 50
Formación Condorsinga 54

EL JURASICO MEDIO 57
Formación Cercapuquio 58
Formación Chaucha 60
LAS FORMACIONES DETRITICAS DEL PERIODO TITONIANO (?) A APTIANO INFERIOR 66
A. GENERALIDADES 66
Cordillera Occidental 67
Altiplanicies 67
Correlación de las series de SO a NE 67
B. EL TITONIANO(?)-APTIANO CLASTICO EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL 68
Formaciones Oyón y Chimú 68
Formación Santa 75
Formación Carhuaz 75
C. EL TITONIANO(?)-APTIANO CLASTICO EN LAS ALTIPLANICIES 76
La Formación Goyllarisquizga 76
Interpretación de las columnas (Lám. II) 85
EL CRETACEO MARINO CARBONATADO DEL APTIANO SUPERIOR AL SANTONIANO 87
Formación Pariahuanca 88
Formación Chúlec 90
Formación Pariatambo 95
Formación Jumasha 97
Formación Celendín 99
EL CRETACEO TERMINAL-TERCIARIO INFERIOR 111
LAS CAPAS ROJAS 111
LA CUBIERTA VOLCANICA PALEOGENO NEOGENO . . . 115
LA COBERTERA VOLCANICA EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL 119
Formación Tantará 119
Grupo Sacsaquero 120
Formación Castrovirreyna 126
Formación Huarochirí 131
LOS VOLCANICOS NEOGENOS DE LAS ALTIPLANICIES . 131
Formación Yanacancha 131
Formación Ingahuasi 132
FORMACIONES SUPERFICIALES DEL NEOGENO 132
Grupo Jauja 132
Formación Ushno 135
Formación Mataula, Magdalena 135
Terrazas fluviátiles del Cuaternario 139
Depósitos glaciarios y fluvioglaciarios 140
Otros depósitos cuaternarios 143

Capítulo IV

ROCAS INTRUSIVAS 145
CORDILLERA OCCIDENTAL Y ALTIPLANICIES 145
Intrusivos circunscritos granulares 145
Intrusivos hipoabisales 151

Diques, sills y lacolitos básicos 151
CORDILLERA ORIENTAL 151
Marco crónologico del magmatismo a escala regional 152
Batolitos complejos 153
Sección de Yanec a Cayash y Choras (Fig. N° 35) 153
Sección Tiambra (río Huasahuasi)-Hacienda Huacuas -Hacienda Casca-San Antonio (Fig. N° 36) 156
Intrusivos circunscritos 159

Capítulo V

TECTONICA 161
TECTOROGENESIS NEOPROTEROZOICA 161
TECTOROGENESIS EOHERCINICA 164
TECTOROGENESIS TARDIHERCINICA 171
TECTOROGENESIS ANDINA 175
CRONOLOGIA DE LAS FASES Y REPARTICION ESPACIAL 177
ESTRUCTURAS ANDINAS EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL 180
ESTRUCTURAS DE LA FASE INCAICA 180
ESTRUCTURAS DE LAS FASES QUECHUAS 199
ESTRUCTURAS ANDINAS EN LAS ALTIPLANICIES 201
ESTRUCTURAS ANDINAS EN LA CORDILLERA ORIENTAL 209

Capítulo VI

GEOLOGIA ECONOMICA 211
CARACTERISTICAS GEO-ECONOMICAS DEL AREA . . . 211
RECURSOS MINEROS METALICOS 211
Yacimientos ligados al orógeno Neoproterozoico 211
Yacimientos ligados al sistema de sedimentación Permiano-Neógeno 212
Mina Negra Huanusha (875050-40440) 212
Mina Gran Bretaña (865707-44015) 212
Yacimientos ligados al magmatismo Paleógeno 215
Mina Yauricocha (862920-42645) 215
Otros yacimientos hidrotermales 216
Mina Chanchamina (874151-41453) 217
Mina Rosalian (877167-43627) 217
RECURSOS MINEROS NO-METALICOS 217
Carbón 218
Area de Jatunhuasi 218
Area de Llacsacocha 218
Sílice 221
Calizas 221
Yeso 221
Talco, pirofilita y baritina 222
Minerales de construcción 222

Capítulo VII

GEOLOGIA HISTORICA 225

BIBLIOGRAFIA 235

APENDICE PALEONTOLOGICO . . . . . .

RESUMEN

Los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos se encuentran ubicados entre las cordilleras Oriental y Occidental de los Andes del Perú Central, caracterizándose por presentar una topografía accidentada, tanto en el flanco occidental de la Cordillera Oriental donde sus altitudes fluctúan entre los 2,000 y 4,500 msnm, así como en el flanco oriental de la Cordillera Occidental donde forman valles profundos cuyas cotas también fluctúan entre los 2,300 y 5,000 msnm. La mayor parte del área de trabajo tiene altitudes que varían entre los 4,000 y los 5,000 msnm, correspondiendo ello a las altiplanicies.

La base de la columna estratigráfica está constituída por rocas antiguas (neoproterozoicas), tales como esquistos, rocas orto y paraderivadas, secuencias flischoides fuertemente plegadas y falladas debido a la Tectogénesis Eohercínica.

Discordante sobre la secuencia anterior, la secuencia sedimentaria continúa con lutitas, areniscas, conglomerados y algunos horizontes volcánicos de naturaleza explosiva de edad Misissipiana y Permiana, mayormente de ambientes continentales. La inestabilidad de la corteza terrestre ocasionó la invasión marina en el Mesozoico, permitiendo así la acumulación con ligeras discordancias de sedimentos calcáreos durante el Triásico-Jurásico, cambiando luego a una sedimentación clástica y calcárea de edad Aaleniano-Bajociano inferior, interrumpiéndose posteriormente.

Después del hiatus sedimentológico que ocurre entre el Jurásico medio a superior se inicia la sedimentación cretácea con una serie detrítica carbonosa y de ambiente continental de edad Valanginiana, seguido por una serie de transgresiones y regresiones que ocurren durante el Cretáceo inferior y superior, llegando hasta el Maestrichtiano en que termina la sedimentación marina interrumpida por la primera fase tectónica conocida como "fase peruana", lo que ocasionó emersión general, erosión y cambios de ambientes de sedimentación que dan lugar a la acumulación de areniscas y conglomerados rojos (Capas Rojas) en cuencas intramontañosas entre el Cretáceo terminal y el Eoceno.

Durante el Paleógeno y Neógeno se suceden sucesivas fases de deformación, las que fueron acompañadas de manifestaciones magmáticas emplazándose rocas intrusivas y/o volcánicas en ambientes continentales.

Durante el Mioceno-Plioceno se intensificó la actividad volcánica acelerando el relleno de las cuencas para dar lugar a la formación de altas mesetas constituídas sobre rocas volcánicas mayormente explosivas, y en menor proporción efusivas.

En el área de trabajo se manifiestan estas fases explosivas y efusivas al SE del cuadrángulo de La Oroya y en mayor amplitud al S y SO del cuadrángulo de Yauyos. Con estas fases explosivas en muchos casos, las cenizas volcánicas son redepositadas en ambientes lagunares (caso de la base de la Fm. Sacsaquero).

Los depósitos cuaternarios de edad Pleistocena los encontramos en las altiplanicies ocupando amplias áreas, especialmente en la depresión de Junín al NO del cuadrángulo de Tarma, así como en el SO de este mismo cuadrángulo y en la depresión Jauja-Huancayo al NE y E del cuadrángulo de La Oroya.

Los depósitos cuaternarios recientes son los más abundantes formando coberturas en capas delgadas a medianas ampliamente difundidas, habiéndose depositado en pequeñas depresiones y valles formando pequeñas terrazas y en otros casos, formando una cobertura delgada ya sea, como abanicos aluviales en las desembocaduras de quebradas de los ríos, así como en los cauces de los ríos.

Los depósitos cuaternarios de mayor acumulación son los que están relacionados a los glaciares.

Las rocas ígneas plutónicas se les encuentra en las márgenes Occidental como Oriental del área estudiada, alineadas con el rumbo andino. Los cuerpos más antiguos corresponden al Neoproterozoico y Paleozoico, se encuentran en la Cordillera Oriental y los más jóvenes emplazados a manera de reducidos puntones se encuentran en las altiplanicies.

En el flanco Oeste de la Cordillera Occidental, se tiene cuerpos intrusivos que probablemente estén vinculados a los emplazamientos marginales del batolito. Estos son de mayor extensión que los anteriores.

Los yacimientos metálicos en estos cuadrángulos son generalmente polimetálicos, habiéndose registrado aproximadamente unas 160 ocurrencias mineras, siendo ellas mayormente de naturaleza vetiforme o filoneano. Gran parte de éstos están inactivos y son pocos, están trabajándose pero con una producción restringida. Así tenemos las minas YAURICOCHA, SAN VALENTIN y ANDAYCHAHUA.

Los tipos de yacimientos predominantes son los metasomáticos de contacto, teniendo como roca huésped a las calizas de la Formación Jumasha en la Cordillera Occidental; mientras que en la Cordillera Oriental la mineralización se aloja en las calizas y dolomitas del Grupo Pucará.

Los yacimientos no metálicos de los cuadrángulos de Tarma, La Oroya, Yauyos (más de 80 ocurrencias) constan de caliza, sílice, arcillas las que actualmente abastecen el consumo local (Cemento Andino en el cuadrángulo de Tarma) y de la capital. Muchos otros recursos como talco, carbonatos (travertinos), mármol, baritina son explotados en forma restringida. En la Cordillera Occidental los depósitos no metálicos lo constituyen los horizontes carbonosos (antracítico) de la Formación Oyón que contienen bolsonadas explotables; pero que en la mayoría de los casos, son arcillosos y piritosos, explotándose estos horizontes mediante pallaqueo.

Capítulo I

INTRODUCCION

El presente informe describe la geología de los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos. El trabajo de campo fue ejecutado como parte del programa de levantamientos geológicos sistemáticos que desarrollo el Servicio de Geología y Minería. Actualmente, continuado por el INGEMMET.

Dicho trabajo se inició en el marco de un Convenio de Cooperación Técnica entre la República Francesa a través de la Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M) y la Dirección General de Minería.

Ubicación y extensión del área estudiada

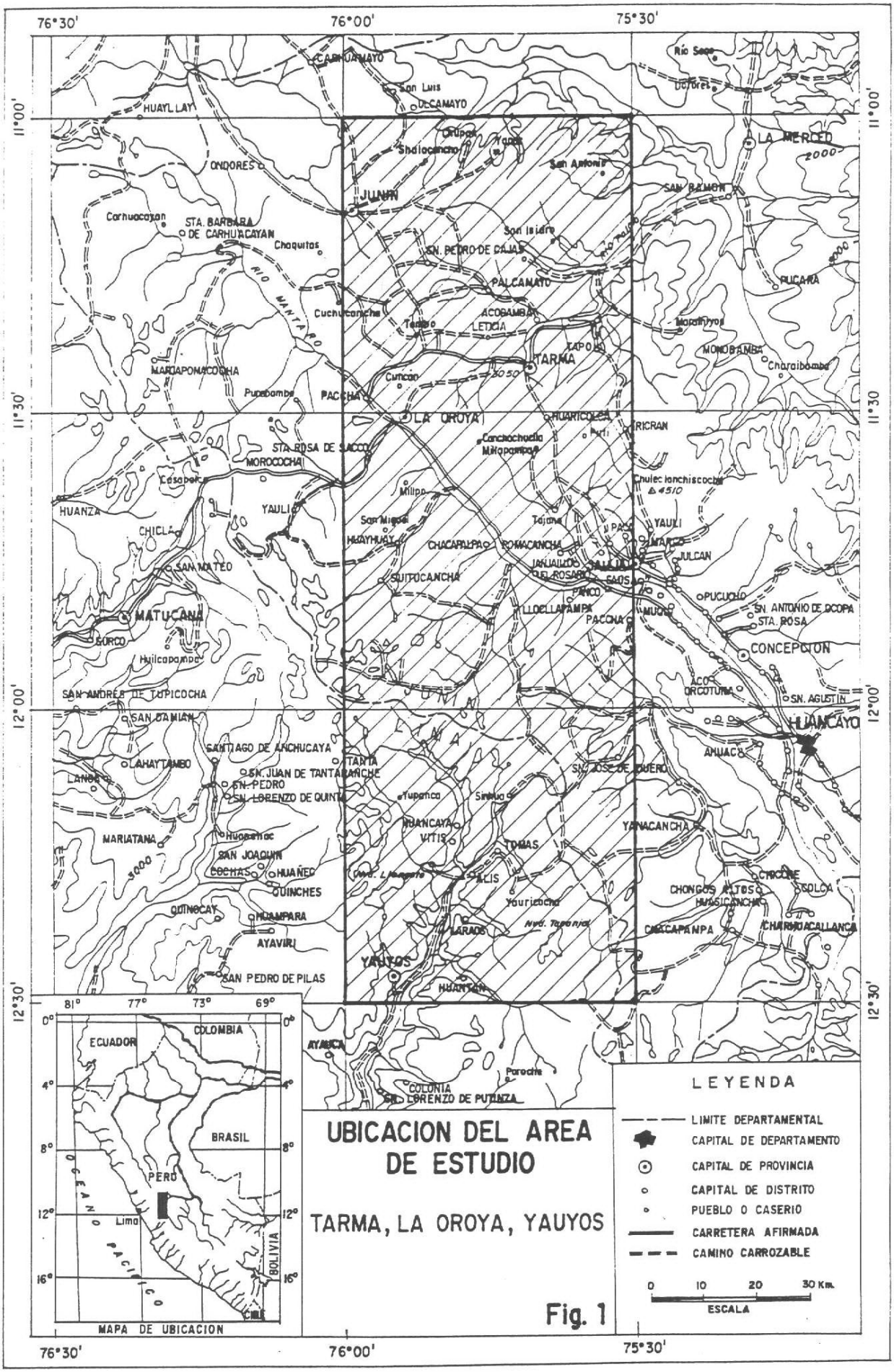
El área de estudio se encuentra ubicada entre las cordilleras Occidental y Oriental de los Andes del Perú Central, delimitada por los paralelos 11°00' S y 12°30'S y por los meridianos 75°30'O y 76°O; como se puede ver en la figura N° 1 y comprende de norte a sur los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos, cuya superficie total es de 9,000 km^2 aproximadamente.

De acuerdo a la división política del país, el área de estudio abarca parte de la provincia de Yauyos del departamento de Lima y parte de las provincias de Junín, Tarma, Yauli, Jauja, Concepción y Huancayo del departamento de Junín.

Accesibilidad

Las principales vías de acceso a la zona de estudio que se muestra en la figura N° 1 son la Carretera Central Lima-Huancayo y sus ramales a Junín, Cerro de Pasco, Tarma y La Merced; la mayor parte de sus recorridos están asfaltados. Otra vía importante es la carretera Lima-Huancayo por el valle del río Cañete, que da acceso al cuadrángulo de Yauyos. Además, existen muchas otras carreteras secundarias y trochas carrozables que permite el acceso a gran parte de los cuadrángulos.

También se cuenta con la vía férrea Lima-La Oroya, La Oroya-Cerro de Pasco y La Oroya-Huancayo que siguen el trazo de las carreteras correspondientes. De la estación de Pachacayo (cuadrángulo de La Oroya) un ramal de la línea férrea se desprende hacia Canchayllo y Chaucha, de donde está unido por cablecarril a la mina de Yauricocha (cuadrángulo de Yauyos).


76°30'
76°00'
75°30'
11°00'
11°30'
12°00'
12°30'
HUAYLLAY
CARHUAMAYO
San Luis
OCAMAYO
Río Seco
Dolores
ONDORES
Shelocancha
Orupa
Yanac
San Antonio
LA MERCED
JUNIN
SAN RAMON
Carhuacayan
STA. BARBARA DE CARHUACAYAN
Choquitas
San Isidro
SN. PEDRO DE CAJAS
PALCAMAYO
PUCARA
RIO MANTARO
Cuchucancha
Tesalo
ACOBAMBA
LEDCIA
Morán/yos
TAPO
TARMA
MONOBAMBA
Chorobamba
MARIAPONACOCHA
Pucabomba
Curicao
PACCHA
LA OROYA
HUARICOLCA
RICRAN
STA ROSA DE SACCO
MOROCOCHA
Conchachacha
Millpapampa
Casapalca
Millpo
Chulec ianchiscocha
HUANZA
YAULI
San Miguel
Tajima
CHICLA
HUAYHUAY
CHACARILLPA
POMACANCHA
JAUJAILLOS
EL ROSARIO
SUITUCANCHA
SAN MATEO
MATUCANA
SURCO
Huilcapampa
LLOELLAPAMPA
PACONA
PUCUCHO
SN. ANTONIO DE OCOPA
STA. ROSA
CONCEPCION
SAN ANDRES DE TUPICOCHA
SAN DAMIAN
ACO
ORCOTUNA
SN. AGUSTIN
HUANCAYO
SANTIAGO DE ANCHUCAYA
TARMA
LAHAYTAMBO
SN. JUAN DE TANTARANCHE
SN. PEDRO
SN. LORENZO DE QUINTA
SN. JOSE DE QUERO
AHUAC
Yupanca
Sinsicap
HUANCAYA
VITIS
YANACANCHA
MARIATANA
Huasahuasi
SAN JOAQUIN
TOMAS
COCHAS
HUAÑEC
ALIS
CHICCHE
SOLOCA
QUINCHES
Yauricocha
CHONGOS ALTOS
HUASICANCHA
QUINOCAY
HUAMPARA
LARAOS
CHACAPAMPA
AYAVIRI
CHANCAYLLANCA
YAUYOS
SAN PEDRO DE PILAS
HUANTAN
AYAVICA
Parachi
COLONIA
SN. LORENZO DE PUTINZA
81°
77°
73°
69°
0°
4°
8°
12°
16°
ECUADOR
COLOMBIA
BRASIL
PERU
Lima
BOLIVIA
CHILE
OCEANO PACIFICO
MAPA DE UBICACION
UBICACION DEL AREA DE ESTUDIO
TARMA, LA OROYA, YAUYOS
Fig. 1
LEYENDA
LIMITE DEPARTAMENTAL
CAPITAL DE DEPARTAMENTO
CAPITAL DE PROVINCIA
CAPITAL DE DISTRITO
PUEBLO O CASERIO
CARRETERA AFIRMADA
CAMINO CARROZABLE
0 10 20 30 Km.
ESCALA

Estudios previos

Parte del área de trabajo ha sido recorrido anteriormente por muchos estudiosos, destacándose los trabajos de D.H. Mc Laughlin (1924) y los de J.V. Harrison titulados:

- Geología de los Andes Centrales en parte del departamento de Junín (1943).
- Geología de la región entre Hda. Casca y el pueblo de Junín (1956)
- Geología de parte del valle del río Mantaro al oeste y suroeste de Junín, Perú Central (1956).

En los últimos años fueron realizados varias tesis como la de C. Angeles (1987) que incluye información detallada de la tectónica de los mantos sobreescurridos de la parte central del cuadrángulo de Yauyos, N. Moulin (1989) sobre la sedimentología de las formaciones Cercapuquio, Chaucha, Goyllarisquizga, Pariahuanca, Chúlec y Pariatambo en la parte central del Perú, y J. L. Blanc (1984) sobre la tectónica reciente de la zona de Huancayo-Jauja. Una gran parte de la información contenida en estas tesis fue incluída en el presente boletín y/o en los mapas geológicos.

Los trabajos de H. Salazar (1983) y H. Salazar y C. Landa (1993) en cuadrángulos vecinos nos dieron las pautas en lo referente a las formaciones volcánicas terciarias.

Métodos de trabajo

Para la obtención de datos geológicos en el campo se emplearon fotografías aéreas a escala aproximada de 1/60,000, mapas topográficos a 1/100,000 publicados por el Instituto Geográfico Militar, los que sirvieron como mapa ruta. Así mismo, los datos finales geológicos se reportaron sobre estos mapas.

En la parte Suroeste del cuadrángulo de Tarma y en toda la extensión de los cuadrángulos de La Oroya y Yauyos, se llevó a cabo un levantamiento geológico clásico basado en una red de itinerarios bastante densa.

En la parte Noreste del cuadrángulo de Tarma, la vegetación densa hizo que nos limitáramos a un reconocimiento a lo largo de los pocos senderos existentes que siguen en mayor parte la cumbre de los cerros fuera de las áreas cercanas a estos itinerarios, los contactos geológicos son sólo aproximados.

En las labores de campo entre 1968 y 1970, el autor fue asistido por el Ing. geólogo Jorge Paredes P. en el levantamiento de parte del cuadrángulo de Tarma, y por el Ing. geólogo Julio Caldas en el resto del área.

Agradecimientos

El autor expresa particularmente sus agradecimientos a:

- Al Ing. Eleodoro Bellido B., Director del ex-Servicio de Geología y Minería, por su constante y encarecido apoyo,
- Al Directorio actual del INGEMMET y en particular al Ing. Hugo Rivera Mantilla, por facilitar la publicación del presente boletín y de los mapas que lo acompañan,
- Al Dr. Adolphe Nicolas, director del Instituto de Ciencias de la Tierra, del Agua y del Espacio (I.S.T.E.E.M) de la Universidad de Montpellier II, por recibirme en el instituto durante la redacción del presente boletín,
- A los Drs. R. Capdevila y J. P. Bard, quienes nos ayudaron en el examen de las rocas intrusivas y metamórficas de la Cordillera Oriental,
- A los Drs. C. Angeles, N. Moulin y J.L. Blanc, por poner a nuestra disposición el material incluido en sus tesis de grado,
- Y en fin a todas las personas quienes nos acogieron y ayudaron en el campo o nos prestaron su asistencia en las labores de gabinete.

Capítulo II

ZONACION MORFOLOGICA Y ESTRUCTURAL

Estos dos tipos de zonación proporcionan el marco espacial dentro del cual describiremos la geología de los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos.

Zonas Morfológicas

Las tres unidades morfológicas comunmente diferenciadas en el Perú Central (Fig. Nº 2), tienen un rumbo NO-SE y son, de SO a NE: el flanco Occidental Andino y la Cordillera Occidental, las Altiplanicies, y la Cordillera Oriental.

Flanco Occidental Andino y Cordillera Occidental

El flanco occidental andino ocupa la mayor parte del cuadrángulo de Yauyos y una parte reducida de la esquina Suroeste del cuadrángulo de La Oroya. Entre 11º55'S y 12º30'S. Las cumbres más altas de la Cordillera ya no son, como es el caso más al norte, crestones de rocas sedimentarias alineadas en la dirección NO-SE que reflejan el rumbo de las estructuras mayores; sino más bien corresponden a restos aislados, puestos en valor por la erosión glaciaria, de macizos intrusivos (casos de Tunshu y Pariacaca en la hoja de La Oroya) o rocas volcánicas (caso de Ticlla, LLongote o Toroyocc en la hoja de Yauyos).

El río Cañete y sus tributarios, al excavar sus profundas quebradas, aislaron la Cordillera de Ticlla-Llongote, que constituye ahora un macizo montañoso bien individualizado con rumbo norte-sur, distinto al de la Cordillera Occidental y situado unos 30 km al Suroeste de la divisoria continental.

Entre los nevados Pariacaca (5,768 m) y Toroyoc (5,430 m), la divisoria continental en el cuadrángulo de Yauyos tiene alturas bastante bajas comprendidas entre 4,700 y 4,900 m. Esto se debe a que las cabeceras de los afluentes de la margen izquierda del río Cañete, al progresar hacia el Noreste, estructuralmente hablando, cruzaron el límite nororiental de la Cordillera Occidental y erosionaron parte de las Altiplanicies.

Por lo tanto, en el cadrángulo de Yauyos, la Cordillera Occidental "geográfica", es decir la divisoria, no coincide con la Cordillera Occidental geológica y estructural.

La erosión regresiva de las aguas del río Cañete así como la influencia glaciaria como se puede ver en la foto Nº 1, el flanco superior del valle es amplio afectado por la acción glaciaria (valle en "U" y una última etapa de erosión activa que ha formado valles en "V" con reducidas terrazas en el fondo del valle y en la foto Nº 2 se puede ver que el fracturamiento ha sido posterior a las glaciaciones, aún mantiene la superficie de fracturamiento (margen derecha del río).

Si se deja de lado las vertientes empinadas de los valles del río Cañete y de sus tributarios y las cumbres con glaciar de más de 5,000 m de altura, el flanco occidental andino en la hoja de Yauyos corresponde mayormente a una meseta alta situada a más de 4,000 m que recorta terrenos volcánicos paleógenos, cuya altura va bajando gradualmente hacia el Suroeste en dirección al Pacífico. Su superficie está sobretodo moldeada por procesos de glaciación o posterior a ellos se puede prever su destrucción rápida por la erosión regresiva de los ríos de la cuenca del Pacífico.

Entre los rasgos menores cabe notar la morfología cárstica desarrollada en las zonas donde aflora el Mesozoico carbonatado, que se traduce además por circulaciones subterráneas y por consiguientes acumulaciones de travertinos. El alto cauce del río Cañete proporciona una buena ilustración de estos fenómenos, ya que desaparece en un "tragadero" a 4,100 msnm y que por lo menos la mayor parte de su caudal reaparece en el mismo valle 7 km más abajo a una altura de 4,000 m. Luego, entre 3,900 y 3,600 msnm, sus aguas se embalsan en doce lagos escalonados de dimensiones variables, cerradas por diques naturales formados por travertinos.

Altiplanicies

Tienen alturas que en promedio pasan los 4,000 m y se extienden en la mayor parte de los cuadrángulos de La Oroya, Tarma (parte Suroeste) y Yauyos (al Noreste), están formadas por un conjunto de cumbres de topografía suave cuyas alturas varían entre 4,000 y 4,200 m. Clásicamente, estas geoformas se relacionan con la superficie Puna (Mc Laughlin, 1928).

Encima de esta superficie se yerguen cumbres alineadas, ligadas verosímilmente al levantamiento reciente de algunos compartimentos longitudinales a lo largo de fallas, y relieves residuales que suelen ser plugs, como el cerro Huacra ("cuerno" en quechua) de 4,800 m, o el cerro Huaranjayo de 4,344 m, situados ambos en la parte sur del cuadrángulo de La Oroya.

La superficie Puna original, probablemente formada en el Mioceno, ha sido reacondicionada por procesos de glaciación formando valles en "U" como se puede ver en la foto Nº 3. El valle está completamente limpio de depósitos glaciarios y muestra además la quietud glaciaria probablemente desde fines del Neógeno e inicios del Pleistoceno. En sus partes más altas son también comunes las geoformas por procesos de erosión cárstica, ya que abundan las formaciones calcáreas.

Foto Nº 1. Aguas arriba del río Cañete al NE de Yauyos, Cuadrángulo de Yauyos; en primer plano se ve la carretera Cañete-Huancayo.

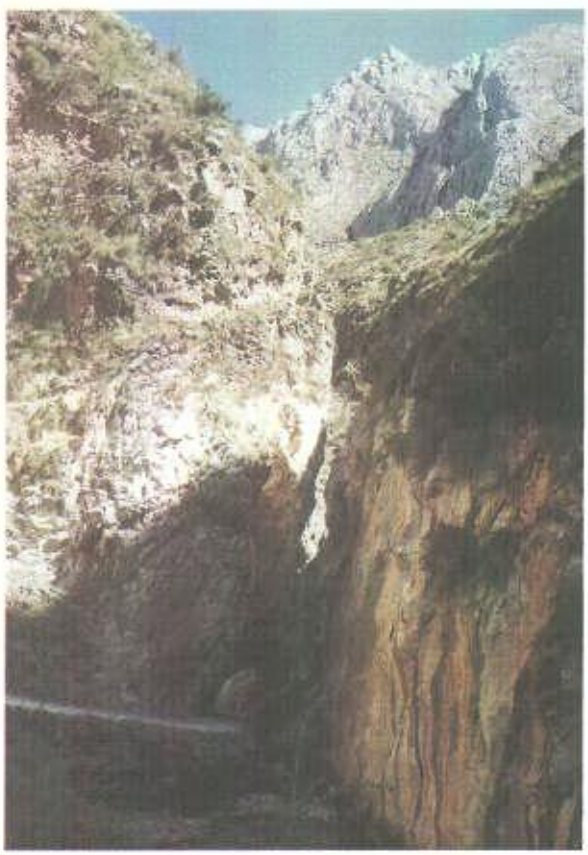
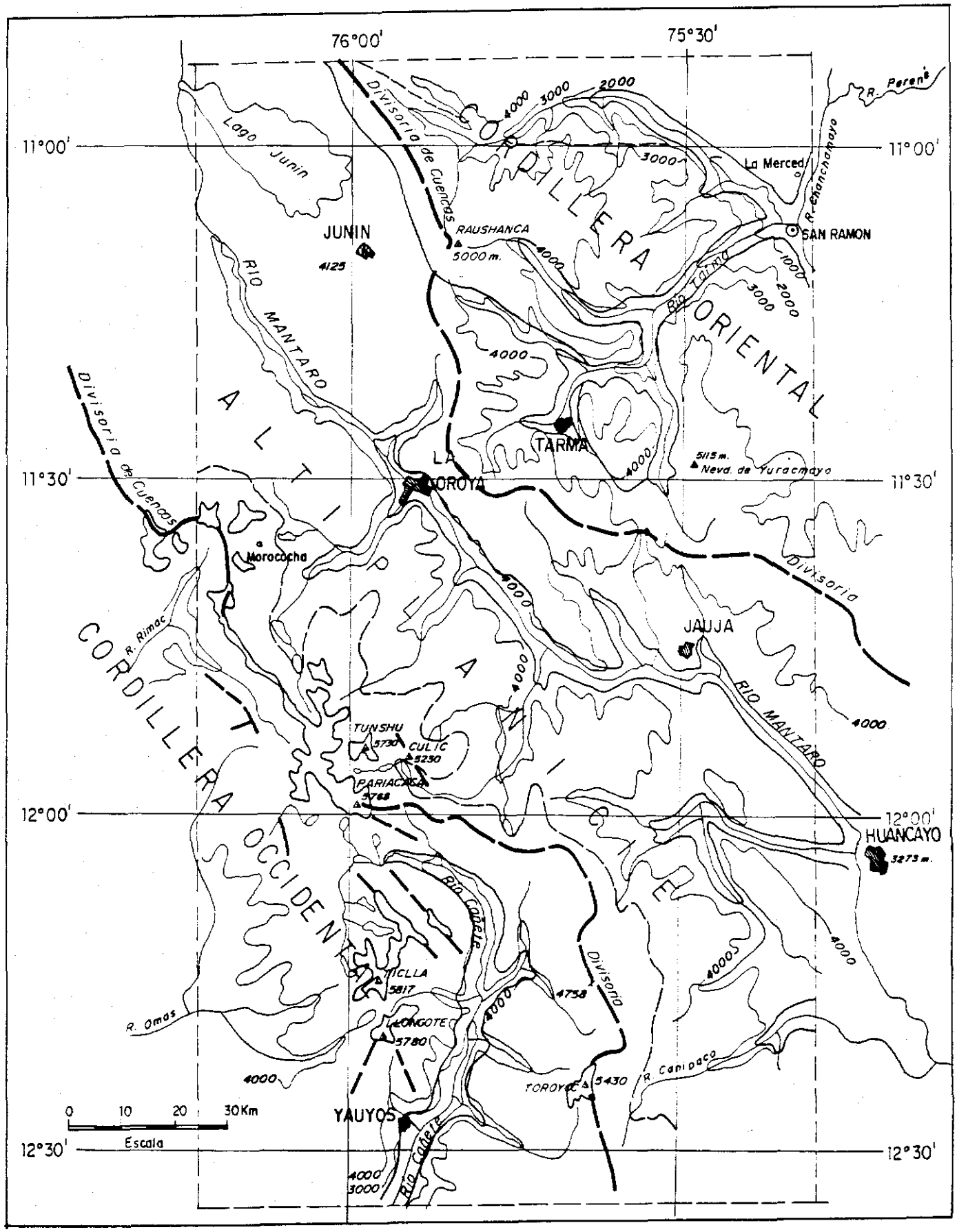


Foto Nº 2. Río Alis (aguas abajo de Tomas) en el cuadrángulo de Yauyos

PAGINA EN BLANCO



Valles | Cumbres altas | Altiplanicie | Flanco Occidental Andino y Cordillera Occidental | Cordillera Oriental

ZONACION MORFOLOGICA

Fig .2

PAGINA EN BLANCO

Foto Nº 3. Pueblo de Atcas al pie del volcánico del mismo nombre.

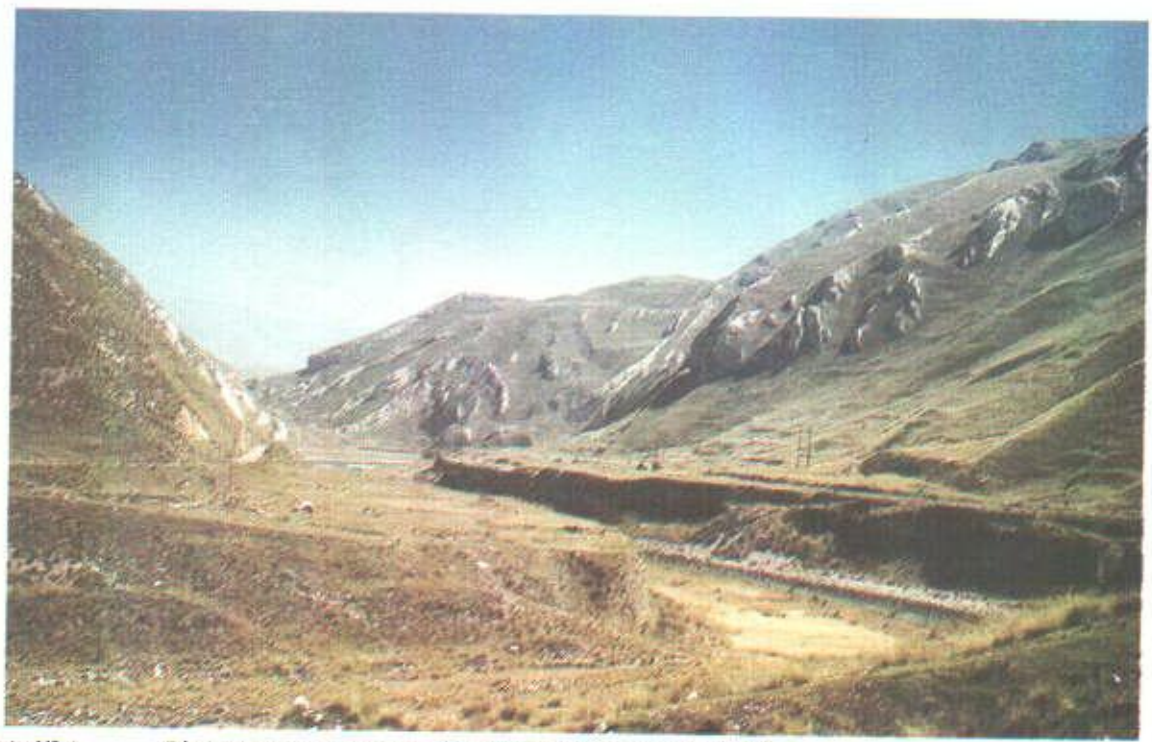
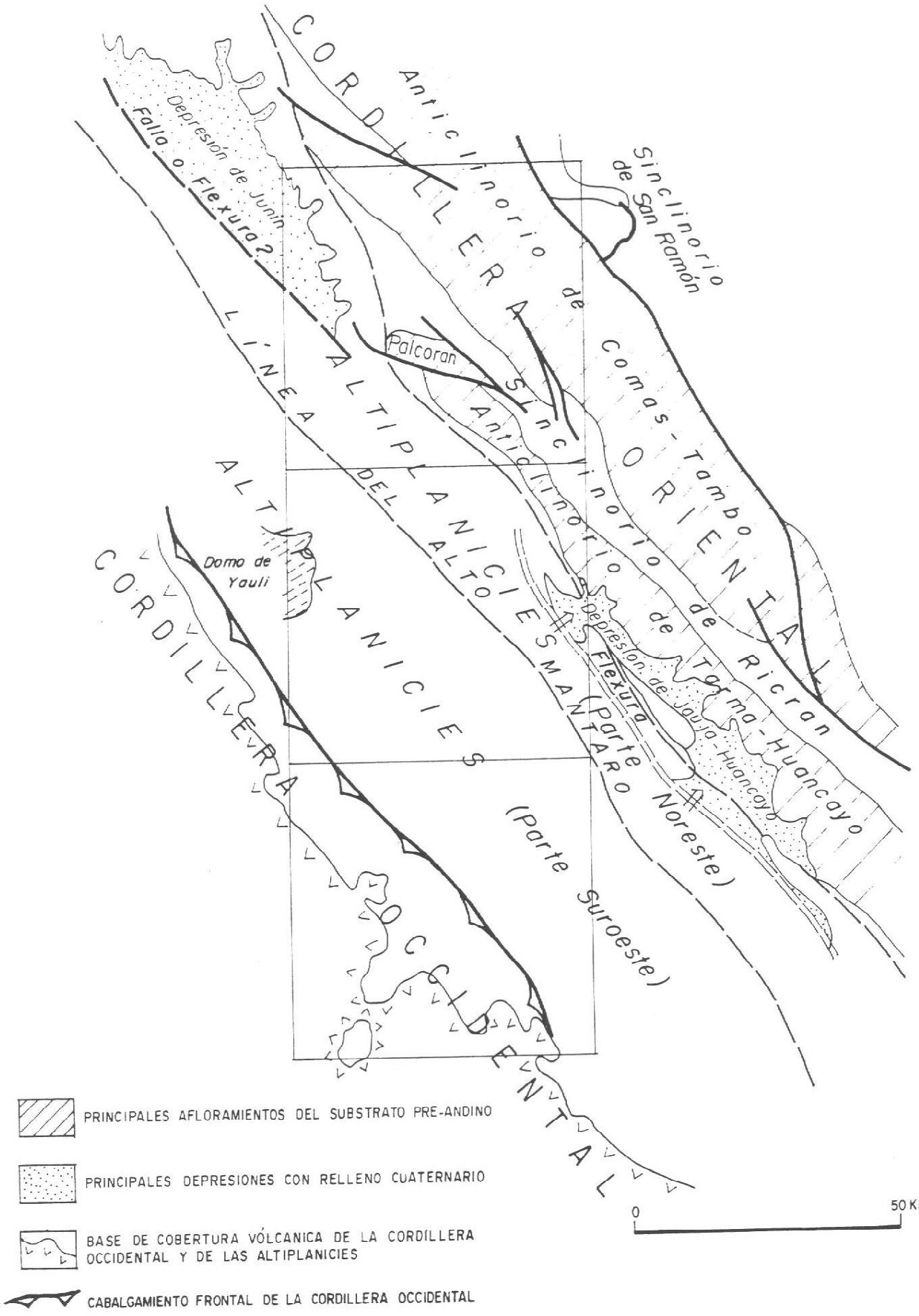


Foto Nº 4. Río Mantaro y su afluente, mostrando la baja actividad dinámica.

PAGINA EN BLANCO



ZONACION ESTRUCTURAL

Fig. 3

PAGINA EN BLANCO

La mayor extensión de las Altiplanicies está desaguada por el río Mantaro que en épocas Plio-Pleistocénicas ha tenido dinámica de alta energía dando origen a gruesos depósitos conglomerádicos que actualmente están siendo erosionados muy lentamente como se puede ver en la foto N° 4. La intensa tectónica del Plioceno superior registrada en la depresión de Jauja-Huancayo causó la formación repetida de embalses que impidieron que la erosión regresiva alcance la depresión y la vacíe de sus sedimentos. Por ello, el nivel del piso de esta depresión puede considerarse como el nivel de base de la cuenca del río Mantaro situada aguas arriba. Es la razón por la cual, a pesar de pertenecer el río Mantaro a la hoya del Atlántico, su capacidad de erosión es mucho menor que la de otros ríos de la misma hoya que tienen mayor pendiente, como son el río Tarma y sus afluentes, que drenan el sector N y NE de las Altiplanicies que circunda a la ciudad de Tarma.

La depresión intracordillerana del lago de Junín, emplazada sobre los 4,100 m de altitud, sirve de nivel de base para una cuenca de gran dimensión cuya parte meridional abarca parte de las Altiplanicies de la hoja de Tarma (Fig. N° 3)

Es menester señalar también la depresión de Acolla, divertículo de los cuadrángulos de Jauja-Huancayo, tiene por nivel de base la laguna de Tragadero (3,480 msnm) y por único desaguadero un pozo cárstico que recoge el drenaje superficial de una área de 160 km^2. En muchos lugares, la importancia del drenaje subterráneo cárstico da cuenta del poco caudal de los riachuelos y de la presencia de resurgencias de tipo "vauclusiano" con un gran volumen de agua, así como de la gran cantidad de depósitos de travertino depositados por los manantiales. Otra forma morfológica típica de los carsts son los embudos de disolución, muy frecuentes en algunos parajes, como es el caso en el cerro Monteriyoj, a 4 km al sur del pueblo de Canchayllo (La Oroya).

Cordillera Oriental

Ocupa solamente la mitad nororiental del cuadrángulo de Tarma y la esquina nororiental de la hoja de La Oroya.

Esta Cordillera corresponde a macizos montañosos aislados unos de otros por valles encañonados y de mucha pendiente. Estos valles tienen recorridos cortos y convergen en San Ramón, a 800 m de altitud, para formar el río Chanchamayo.

Las cumbres más altas en el área estudiada son el cerro Garamatanca, encima de la laguna Pacococha en el camino de Junín a Chupán, con cerca de 5,000 msnm, y el nevado de Yuracmayo con 5,115 m de altitud, ubicado en el límite de los cuadrángulos de La Merced y Tarma.

Entre los valles principales están preservadas unas crestas que tienen un perfil longitudinal regular de poca pendiente arriba de los 3,000 msnm, y se vuelven muy escarpadas entre 3,000 y 1,000 m de altitud. Es el caso de la cumbre SO-NE localizada al NO del río Tarma aguas abajo de su confluencia con el río Huasahuasi, que continúa hacia el cuadrángulo de la Merced: en este ejemplo, la zona de fuerte pendiente corresponde al borde fallado de la depresión plio-cuaternaria de San Ramón.

En la figura N° 4 la parte NE de las altiplanicies y la Cordillera Oriental se encuentran agrupados porque su límite común es morfológico y no tiene significado estructural. Las series mesozoicas altiplánicas forman la cubierta natural del Paleozoico que aflora en el borde occidental de la Cordillera Oriental. estas mismas series se internan dentro de la Cordillera Oriental para formar el sinclinorio de Ricrán.

Zonación Estructural

En base a características estructurales, se puede diferenciar zonas alargadas de dirección NO-SE con límites más o menos nítidos que coinciden aproximadamente con las zonas morfológicas que acabamos de definir. Además, como lo veremos más adelante, la estratigrafía varía por lo general de acuerdo a la zonación estructural.

Las tres grandes zonas estructurales así diferenciadas son: la Cordillera Occidental, las Altiplanicies y la Cordillera Oriental (Fig. N° 3).

Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental está conformada por estratos mesozoicos y eocenos que están intensamente deformados, consecuentemente muestran pliegues apretados en chevrón, fallas inversas y a veces mantos sobreescurridos.

Están cubiertos en discordancia por volcánicos sedimentarios post-eocenos que muestran pliegues amplios y abiertos.

El límite entre esta Cordillera y las Altiplanicies es una zona fallada con cabalgamientos hacia el NE, se encuentra al SO de la divisoria en la mayor parte del cuadrángulo de Yauyos.

Altiplanicies

Las Altiplanicies se encuentran al NE de la Cordillera Occidental formando estructuras elongadas de NO-SE que también están compuestos de sedimentos mesozoicos que se introducen en las Altiplanicies donde el plegamiento mesozoico es mucho menos intenso: se observan domos y cubetas o pliegues abiertos en su parte suroeste, y pliegues concéntricos que no guardan armonía en su parte nororiental.

El límite común a estas dos partes es la línea del alto Mantaro, que fungió como límite suroccidental de una ámplia área que se plegó a fines del Cretáceo, antes que se deformase el resto de la zona altiplánica.

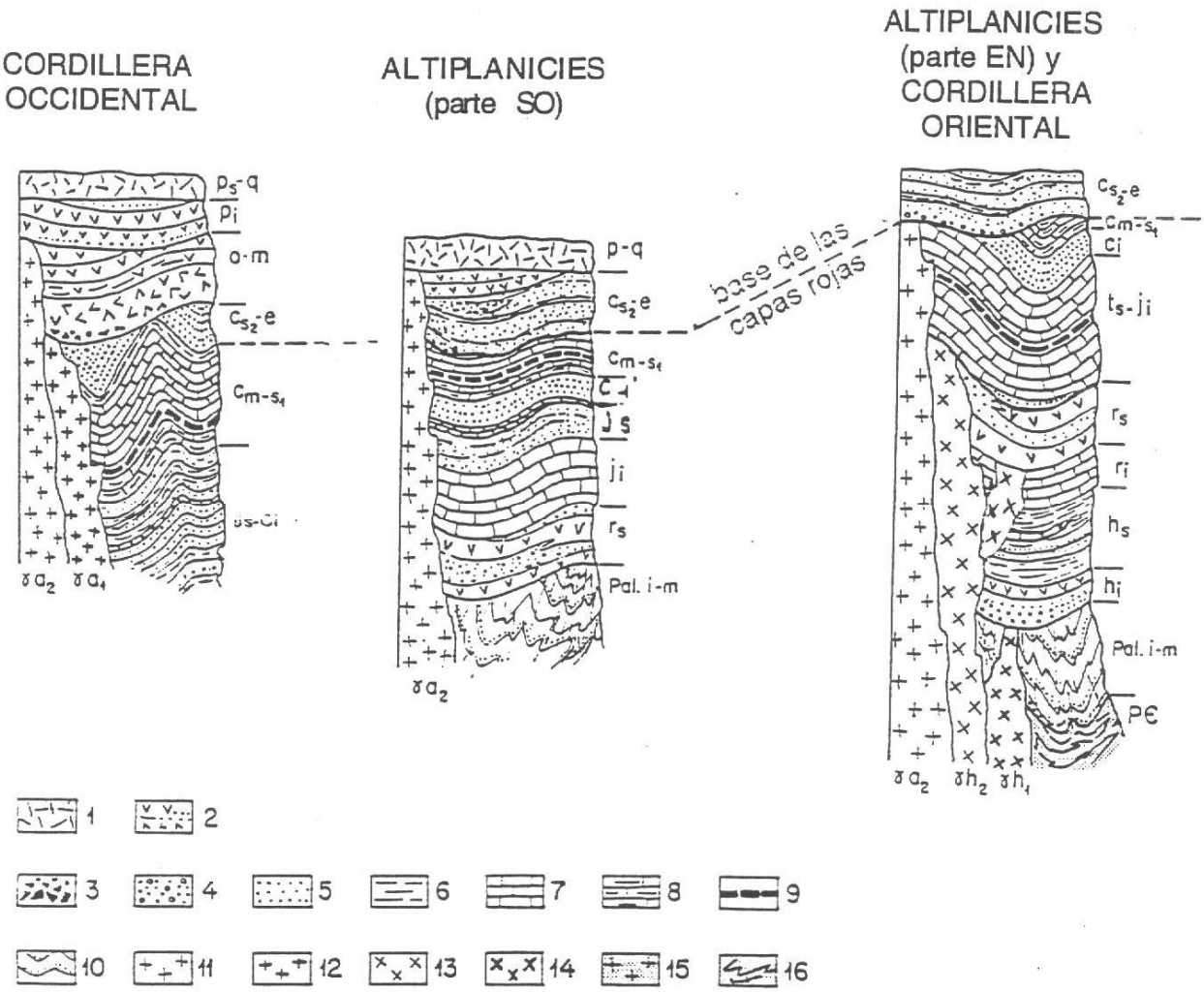


FIG. 4.- Las Series Estratigráficas de los Cuadrángulos de Tarma-La Oroya y Yauyos.

1) Tufos soldados, 2) unidades volcánicas y vulcanosedimentarias, 3) brechas, 4) Conglomerados, 5) areniscas, 6) lutitas, 7) calizas, 8) margas y calizas margosas, 9) calizas bituminosas, 10) flyschs, 11) granitos andinos neógenos (γa_2) 12) granitoides andinos eoterciarios a finicretáceos (γa_1) 13) granitoides tardihercinicos (γh_2), 14) granitoides eohercinicos (γh_1), 15) granitoides precámbricos (γ PE), 16) rocas metamórficas del Precámbrico (PE) Pal-i = Paleozoico inf., Pal-m = Paleozoico medio, Pal - s Paleozoico sup., h_i = Misisipiano, h_s = Pensilvaniano, r_i = Permiano inf., r_s = Permiano sup., t_s = Triasico medio y sup., j_i = Liásico y Bajociano, j_s = Jurásico sup., c_i Cretáceo inf., c_m-s_1 = Cretáceo medio y superior, c_s2 = Cretáceo tardío, **e** = Eoceno, O = Oligoceno, m = Mioceno, P_i = Plioceno inf., P_s = Plioceno sup., q = Cuaternario.

Las grandes depresiones NO-SE de Junín y de Jauja-Huancayo, bordeadas al SO por fallas o flexuras recientes, y rellenadas por un grueso material plio-cuaternario, constituyen subunidades bien individualizadas dentro de la parte nororiental de la Altiplanicie.

Cordillera Oriental

Esta cordillera forma un mega-anticlinorio andino donde el material pre-andino aflora extensamente en los anticlinorios de Comas-Tambo, y Tarma-Huancayo, con los cuales alternan los sinclinorios de Ricrán y de San Ramón. El límite entre la Cordillera Oriental y las Altiplanicies es debido a la erosión y no tiene significado en cuanto a intensidad de plegamiento.

Al contrario, el límite entre Cordillera Oriental y zona subandina es una zona fallada en la cual intervienen fallas inversas y fallas de rumbo.

Capítulo III

ESTRATIGRAFIA

GENERALIDADES

La secuencia estratigráfica del área de estudio está conformado por rocas antiguas neoproterozoicas constituyendo la base de la columna estratigráfica (Tabla N° I), dado el medio de sedimentación dichas columnas varían en función de las zonas estructurales consideradas, (Figura N° 4).

En la **Cordillera Occidental** afloran dos conjuntos estratigráficos mayores separados por la discordancia de la fase incaica.

El *conjunto inferior*, intensamente plegado y afectado por sobreescurrimientos, incluye una serie basal silico-clástica de edad Jurásico superior a Aptiana, una serie media carbonatada que va del Albiano al Santoniano, y en el tope, una serie continental constituida por capas rojas que abarcan verosímilmente el Cretáceo superior y el Eoceno.

El *conjunto superior* está datado del Eoceno superior en su base y está afectado por un plegamiento abierto en el cual se pudieron definir varias etapas. Consta esencialmente de series volcánicas y volcano-clásticas.

En la **parte Suroeste de las Altiplanicies,** la columna mostrada en la Fig. N° 4 complementa hacia abajo a la columna de la Cordillera Oriental. Las series más antiguas pertenecen al Paleozoico inferior y fueron altamente deformadas por la fase Eohercínica de fines del Devoniano.

Este substrato está cubierto por series clásticas, volcánicas rojas y violáceas del Permiano superior. Infrayacen con una leve discordancia a carbonatos de plataforma de edad liásica que a su vez subyasen a clásticos y carbonatos del Jurásico medio. Durante el Jurásico superior y el Cretáceo se depositaron series similares a las de la Cordillera Occidental, pero mucho más delgadas, en particular durante el período Jurásico superior-Cretáceo inferior. Culminando el apilamiento sedimentario se encuentran las capas rojas, cuya sedimentación se extiende del Cretáceo terminal hasta el Oligoceno y posiblemente el Mioceno inferior.

El conjunto de las formaciones comprendidas entre el Permiano superior y Mioceno inferior forman pliegues abiertos por efecto de la fase quechua 1 (aprox. 17 M.a.). Finalmente una cobertura volcánica poco extensa culmina la columna.

El substrato pre-Mesozoico, está conformado por un substrato neoproterozoico metamórfico, que infrayace a un Paleozoico inferior deformado por la Fase Eohercínica. El Paleozoico superior es grueso y está compuesto de sedimentos marinos clásticos y carbonatados que infrayacen sin mayor discordancia angular al Permiano rojo.

Hacia arriba, la columna prosigue sin interrupción marcada con los depósitos de una plataforma carbonatada Triásico-Liásica. El Cretáceo pasa parcialmente a series salobres más delgadas, pero se reconocen las mismas formaciones que en las Altiplanicies de la parte Suroeste, con excepción de la Formación Celendín del Cretáceo terminal, erosionada antes de la sedimentación de las capas rojas.

Las capas rojas descansan en discordancia angular sobre las formaciones plegadas cuya edad se considera entre el Noriano y el Cretáceo superior, evidenciando la presencia de una fase compresiva que es probablemente la fase peruana de fines del Cretáceo, cuyos efectos parece que se extienden a la Cordillera Oriental (véase "cronología de las fases" del capítulo "Tectónica").

El último plegamiento registrado es el de la fase quechua 1, que afectó tanto las capas rojas como su substrato.

EL SUBSTRATO NEOPROTEROZOICO

EL GRUPO HUACAR

Aflora en la Cordillera Oriental en el extremo NE del cuadrángulo de Tarma, compuesto de lutitas sericitoesquistosas como se ve en la Foto N° 5 que forman los macizos de Chupán-Huasahuasi y de Maraynioc-Mayrazo, ambos son parte del anticlinorio de Comas-Tambo, y en el pequeño macizo de Palcorán, parte del anticlinorio de Tarma-Huancayo (Fig. N° 5), consiste de rocas metamórficas que derivan de una serie esencialmente terrígena.

Contacto somital y edad.- Dalmayrac (1986) estudió en Huácar, en el valle del río Yanahuanca (cuadrángulo de Ambo) unos esquistos sericíticos afectados por una tectónica polifásica, encima de los cuales descansa en discordancia angular un conglomerado basal con cantos de estas rocas, cubierto a su vez por cuarcitas coronadas por lutitas algo esquistosas que contienen graptolites del Llanvirniano, demostrándose así la existencia de un substrato pre-ordoviciano en la Cordillera Oriental del Perú Central.

Por eso, utilizaremos en lo que sigue el nombre informal de Grupo Huácar para designar la rocas de este substrato, cuya base es desconocida.

En la esquina NE del cuadrángulo de Tarma, al este de la laguna Alcacocha, el contacto discordante del Paleozoico inferior (Grupo Excélsior) encima de sericitoesquistos del Grupo Huácar afectados por tres fases de deformación dúctil. En el resto del cuadrángulo, el Grupo Huácar está cubierto directamente por series del Paleozoico superior.

ERA TEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD LITOESTRAT.	PISOS	POT /m	LITOLOGIA	DESCRIPCION
CENOZOICA	CUATERNARIO	HOLOCENO	Dep. Aluviales				Arenas, gravas y limos
		PLEISTOCENO	Dep. Glaciarios				Morrenas
	NEOGENO	PLIOCENO	Grupo Fm Matauia	Messiniano Sup.	50		Capas lacustrinas arenas y limos poco consolidadas
			Fm Ushno	Messiniano Inf	100		Conglomerados fluviátiles
			Fm. Ingahuasi		50		Tobas blancas calcáreas
			Fm. Yanacancha		250		Lavas,brechas,conglomerados andesiticos Porf.cuarcifero
		MIOCENO	Fm. Huarochirí		400		Tobas noliticas y riodacitas con alternancia de areniscas
	PALEOGENO	OLIGOCENO	Fm. Millobango		400		Lava andesitica a dacitica color morado a pardo verde
			Fm. Castrovirreyna		150		Volcanosedim.con intercalaciones de tobas Porf.nolitico
		EOCENO SUP	Gpo. Sacsaquero	Priaboniano	2015		Tobas riolíticas soldadas y lavas volcanosedimentarias
			Aicas				Riolitas
		EOCENO MED	Fm. Tantará	Luteciano	100		Derrames andesíticos a riodacíticos,color gris verdoso-Tonalita,granodiorita,diorita
MESOZOICA	CRETACEO	SUPERIOR	Fm. Casapalca		4000		Lutitas ,areniscas,limolitas y conglomerados de color rojo. Dioritas
			Fm. Celendin	Santoniano Coniaciano	400		Caliza pardo amarillenta con margas calcareas, yeso
			Fm. Jumasha	Turoniano	400		Calizas compactas en estratos gruesos a delgados
		INFERIOR	Fm. Pariatambo	Albiano Med.	120		Caliza lutitas de color negro fétido
			Fm. Chulec	Albiano Inf.	220		Caliza de color gris pardo amarillenta y margas calcáreas
			Fm. Pariahuanca	Aptiano	260		Caliza y margas calcáreas
			Fm. Goyllarisquizga	Barremiano Sup.	700		Areniscas de grano medio de color blanco a gris rojo
			Fm. Carhuaz	Valanginiano sup	450		Areniscas con intercalaciones de lutitas de color violáceo
			Fm. Santa	Valanginiano.inf	100		Caliza grisacea, lutitas.
			Fm. Oyonchimu	Barremiano	400		Cuarcitas grises con intercalaciones de material bituminoso
	JURASICO	MEDIO	Fm. Chaucha	Bajociano	300		Lodolitas y limolitas calcareas,calizas y dolomitas
			Fm. Carapuquio	Aaleniano Sup.	322		Areniscas de grano fino a grueso colr blanco a gris
		INFERIOR	Gpo Pucará Fm. Condorsinga	Pliensbachiano	1000		Calizas gris azul con presencia de hilos de calcita
			Fm. Aramachay	Sinemuriano	400		Intercalaciones de caliza con nodulos calcáreos
	TRIASICO SUPERIOR		Fm. Chambará	Noriano	300		Calizas micriticas con nódulos de chert
PALEOZOICA	PERMIANO	SUP.	Gpo. Mitu		1700		Secuencia rítmica molásica,conglomerados de volcánicos e intrusivos,brechas volcánicas,Adamelitas
		INF.	Gpo. Copacabana	Artinskiniano	150		Areniscas ,calizas y lutitas color concho de vino Adamelitas
	CARBONIFERO	SUP	Gpo. Tarma	Pensilvaniano	1300		Lutitas y limolitas gris con intercalaciones de areniscas . Adamelitas
		INF	Gpo. Ambo	Mississipiano	900		Conglomerados,molasas rítmicas areniscas feldespáticas
	DEVONICO	SUP	Fm. Concepción	Llanvirniano	780		Series tipo flysh con areniscas lutitas pizarras. Granitos
	PRE-ORDOVICICO		Gpo. Excelsior		700		Filitas con intercalaciones escasas de cuarcita de color negro grisáceo basaltos,metatufos y mármoles.Granito
NEOPROTEROZOICA	PRE-CAMBRICO		Gpo. Huaca		1000		Lutitas sericoesquistosas y paragneises ,anfibolitas.Granitos

TABLA N° I COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DE LOS CUADRANGULOS DE YAUYOS OROYA TARMA

PAGINA EN BLANCO

Comparaciones con el sur del Perú, donde el zócalo metamórfico pre-devoniano ha sido datado en 660 millones de años por Stewart et al. (1974), y con el norte de Argentina, donde areniscas atribuidas al Cambriano y cubiertas por el Tremadociano fosilífero suprayacen discordantemente esquistos verdes (Turner, 1960), hacen que atribuyamos una edad Precambriano al Grupo Huácar. Consideramos que su metamorfismo se debe a la tectogénesis baikaliana del Precambriano superior, también llamada plegamiento brasileño (Ferreira, 1972).

La litología de las rocas Neoproterozoicas del Perú Central son exclusivamente metamórficas: sericitoesquistos, micaesquistos y paragneises, en los cuales están intercalados cuarcitas, mármoles, prasinitas y anfibolitas, algunos gabros y peridotitas, así como escasos granitos de anatexia.

Rocas paraderivadas

Secuencia sílico-aluminosa: Forma más del 80% de las rocas del Grupo Huácar.

Los ***esquistos sericitosos y cloritosos*** conforman la mayor parte de los macizos de Palcorán y Chupán-Huasahuasi. Están formados por lechos cuarzosos o cuarzo feldespáticos, milimétricos a centimétricos, y lechos mucho más delgados de sericita y/o clorita a veces con algo de biotita, y minerales accesorios como leucoxena, epídota y opacos.

En algunos lugares se observan cuarcitas en bancos de 0,2 a 1 m alternando con esquistos filíticos de grano fino, facies que se asemeja a un flysch. Así, como también intercalaciones aisladas de cuarcitas puras con grosores de 1 hasta 20 m, calcoesquistos ricos en epídota, anfibolitas y prasinitas.

Los ***micaesquistos y gneises*** están estrechamente asociados; predominan en los macizos de Marayniyoc-Mayrazo y en la parte norte de Chupán-Huasahuasi. Con rocas finamente bandeadas y en los gneises se notan lentes cuarzofeldespáticos.

En el cuadrángulo de Tarma, estas rocas son mesozonales: contienen muscovita y biotita, a menudo, minerales diagnósticos de la mesozona como granate, cordierita y sillimanita. Además, se encuentran intercalados bancos o paquetes aislados de anfibolitas, gneises calco-magnesianos y mármol.

Secuencia metavolcánica: Es una secuencia en parte ortoderivada y en parte paraderivada.

En el cuadrángulo de Tarma, donde las facies metamórficas pertenecen a la epizona y a la mesozona superior, se trata de esquistos albíticos paraderivados con cuarzo, clorita muy abundante y anfíbol, y de prasinitas con albita, clorita, anfíbol y epídota.

En el macizo de Palcorán y el extremo sur del macizo de Chupán-Huasahuasi, cerca a Tapo, afloran como masas lenticulares de varios centenares de metros.

Sedimentación en el Neoproterozoico

La mayor parte de los sedimentos que se depositaron durante el Neoproterozoico en el área estudiada son terrígenos y muy ricos en cuarzo detrítico; predominando las arenas cuarzosas con cemento arcilloso, bien estratificadas, asociadas a delgadas intercalaciones limolíticas, y arenas feldespáticas. El volcanismo asociado es mayormente básico: se trata de coladas y tobas piroclásticas a menudo redepositadas en ambientes acuáticos.

Los sedimentos carbonatados son escasos, y a menudo asociados a la secuencia metavolcánica, que puede haber aportado el calcio necesario.

Rocas ortoderivadas

Aparte de las rocas ortoderivadas de la secuencia metavolcánica que ya mencionamos, se trata de algunos cuerpos lenticulares de peridotita serpentinizada, (d) en la Figura N° 5.

El más conocido es el de Tapo, en la parte sur del macizo de Chupán-Huasahuasi, unos 10 km al ENE de la ciudad de Tarma. Este cuerpo de 4 x 1,5 km ha sido inyectado a manera de un diapiro en rocas del Paleozoico superior a lo largo de una falla inversa andina (Fig. N° 7). Esta constituido por bloques de peridodita poco alterada y casi sin deformar, separados por tabiques de serpentinita de algunos centímetros a un decímetro de grosor. El macizo posee una envoltura de serpentinitas que muestran pliegues de derrame.

EL PALEOZOICO INFERIOR Y MEDIO

EL GRUPO EXCELSIOR

Como lo muestra la Figura N° 8, aflora en las Altiplanicies, en el núcleo del anticlinal de Malpaso (esquina SO de Tarma) y en el domo de Yauli, cuya extremidad SE se extiende en el borde occidental del cuadrángulo de La Oroya. En la Cordillera Oriental, está presente en el anticlinorio de Chupán-Huasahuasi (NO de Tarma) y constituye el núcleo del anticlinorio de Tarma-Huancayo-Quichuas (SE de Tarma y NE de La Oroya). En todos estos lugares, las rocas del Paleozoico inferior y medio están fuertemente plegadas por la tectogénesis Eohercínica, de fines del Devoniano o inicios del Mississipiano. Se traduce por un plegamiento polifásico, que ha dado lugar al desarrollo de varios planos de clivaje pizarroso y a un metamorfismo regional de bajo grado, está seguido por un magmatismo intrusivo y extrusivo y por una orogénesis marcada.

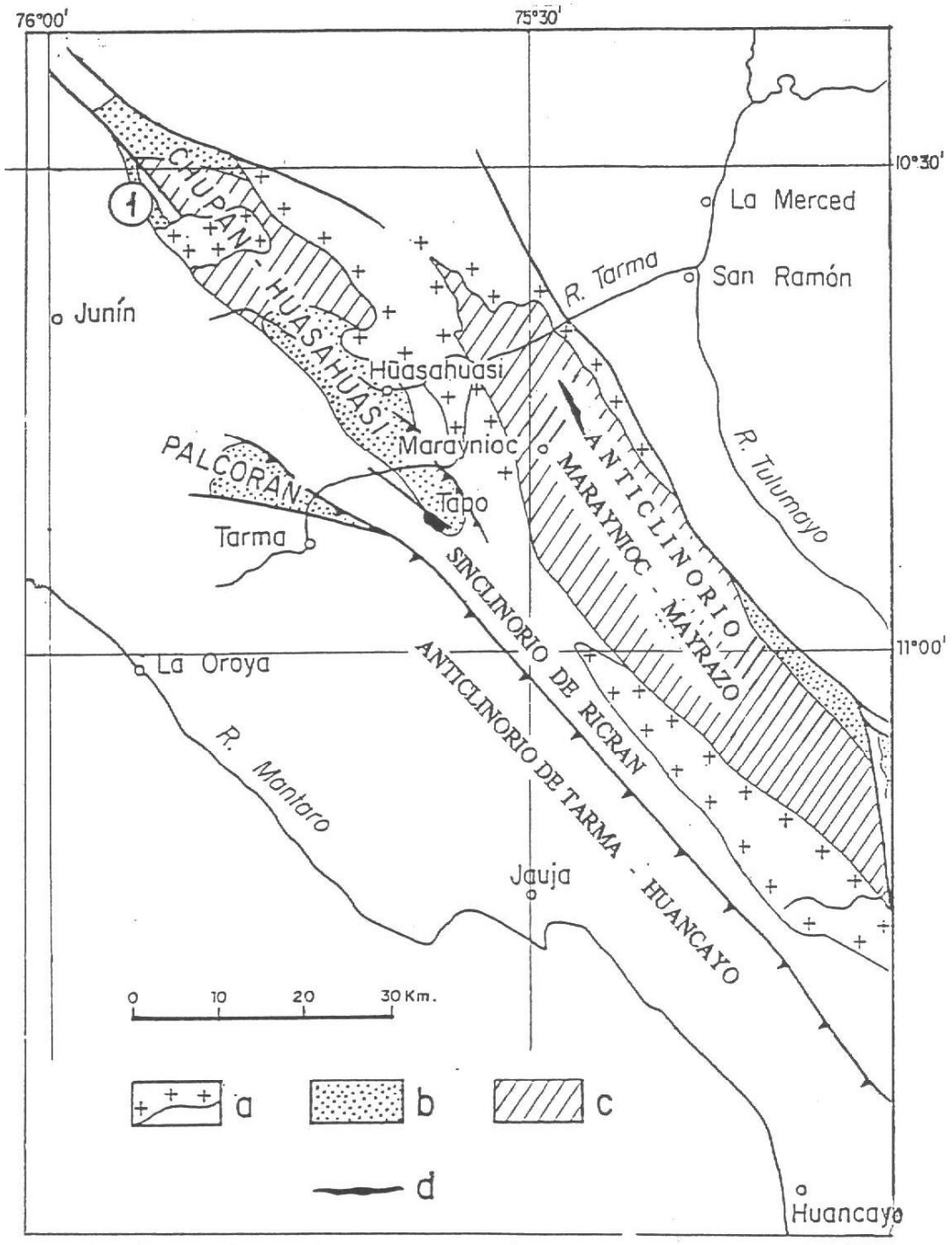


Fig. 5.- Los macizos neoproterozoicos en el cuadrángulo de Tarma y áreas contiguas. a) Granitoides hercínicos y andinos. b) facies epizonales del Neoproterozoico. c) facies mesozonales y catazonales del Neoproterozoico. d) rocas ultrabásicas del Neoproterozoico (Tapo).

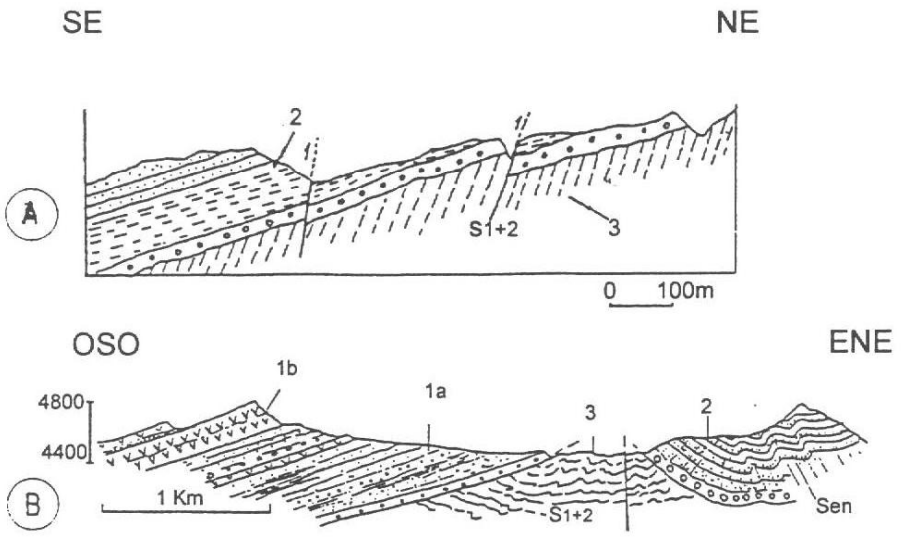


FIG. 6 · EL SUBSTRATO NEOPROTEROZOICO EN EL PERU CENTRAL

A: Discordancia del Ordovícico (2) sobre sericitoesquistos (3) precambrianos en Huacar (C° Ambo). según Dalmayrac (1970).
B: Discordancia del Paleozoico sobre los Sericitoesquistos precambrianos del extremo este del lago Alcacocha, 17 km. al ENR de Junín.
(1a) Carbonífero inferior; serie basal conglomerádica y arena esquistosa.
(1b) Carbinífero inferior serie ignimbrita; (2) Conglomerado basal molasas y flyschs del Paleozoico inferior y medio; (3) Sericitoesquistos precambriano; sen = esquistosidad eoherciniana; s_{1+2} = foliación del Precambriano.

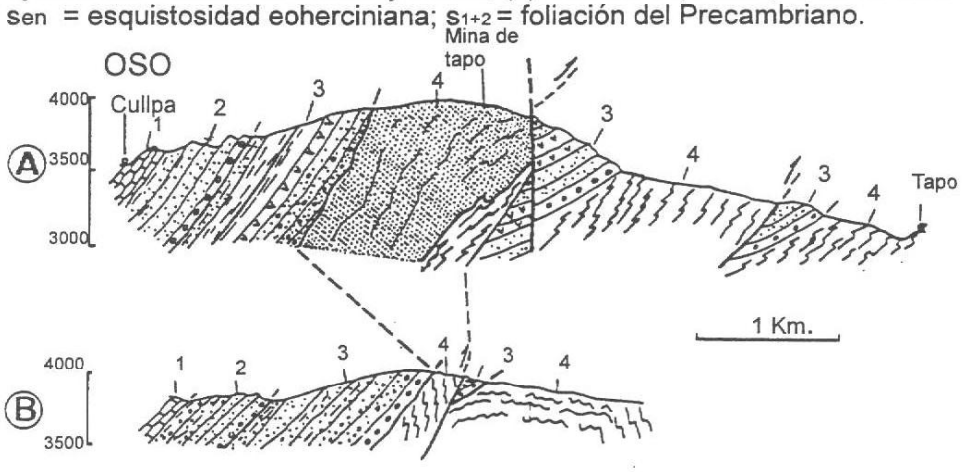


FIG. 7.- Posición estructural de las peridotitas y serpentinitas de Tapo, en la parte sur del bloque Neoproterozoico de Chupán-Huasahuasi.

1) Caliza del Triásico sup., 2) Molasas rojas del Permiano superior-triásico inferior. 3) carbonífero, 4) sericitoesquistos, micaesquistos y prasinitas del neoproterozoico, 5) Peridotitas y serpentinitas del neoproterozoico.

Perfil B, 3 km. al SE del perfil A, muestra el contacto discordante clásico de los sericitoesquistos neoproterozoicos y el Carbonifero; mientras en A, el contacto la peridotita es por inyección.

Tal como lo hicieron Guizado y Landa (1965), llamaremos Grupo Excélsior al conjunto de las rocas del Paleozoico inferior y medio, inicialmente identificadas por Mc Laughlin (1924) como series Excélsior en el domo de Yauli. Dentro del Grupo Excélsior, diferenciaremos a las series devonianas de la Cordillera Oriental bajo el nombre de Formación Concepción.

El Grupo Excélsior en las Altiplanicies

Se encuentra en los núcleos del domo de Yauli y del anticlinal de Malpaso, se observan unas series epimetamórficas donde la esquistosidad de flujo está marcada por sericitas neoformadas.

En ambos lugares predominan filitas con intercalaciones relativamente escasas de cuarcitas de grano fino; su color es oscuro y frecuentemente negro. Llaman la atención las intercalaciones de basaltos en los cuales se puede reconocer en el domo de Yauli estructuras de almohadillas por lo general muy estiradas como ya lo señalaron Harrison en 1943 y Kobe en 1984. Kobe (1986) también identificó basaltos en Malpaso.

Según Aguirre Le Bert (comunicación escrita), las lavas almohadilladas tienen texturas hialoclásticas relictas y restos de un clinopiroxeno primario que podría ser una augita titanífera; los otros minerales y texturas presentes son metamórficos, con la predominancia de clorita y calcita, así como epídota y mica blanca, lo cual indica un metamorfismo de la parte alta de la facies esquisto verde. Se observan también estratos volcánicos verdes, que son posiblemente metatobas o meta-hialoclastitas, frecuentemente asociados a mármoles macizos, constituídos de una gran abundancia de restos de crinoideos.

En el domo de Yauli, en el valle del río Andaychagua cerca a Trapiche (La Oroya), afloran volcánicos retrabajados bajo forma de areniscas conglomerádicas entre las metatobas y los mármoles con crinoideos.

Sería importante determinar si el quimismo de los basaltos es toleítico o alcalino, dadas las implicancias geodinámicas del tema.

El Grupo Excélsior en la Cordillera Oriental (Tarma y La Oroya): la Formación Concepción

Se denomina con este término a las series devonianas mayormente expuestas en el anticlinorio de Tarma-Huancayo, siguiendo el uso introducido por Paredes en el cuadrángulo de Jauja (1994).

Su aspecto es diferente que la serie Excélsior de Yauli y Malpaso por la ausencia casi completa de metamorfismo mostrando sólo una esquistosidad de fractura, y de flujo incipiente.

Consiste esencialmente de series tipo flysch en las cuales bancos de arenisca fina a mediana de color gris o pardo con pátina herrumbrosa, de algunos centímetros a 1 m de grosor, alternan con lechos delgados de lutitas, limolitas o areniscas muy finas, que tienen un clivaje pizarroso bien desarrollado. La intensa deformación y el intemperismo hacen que muy pocas secciones puedan estudiarse en buenas condiciones.

La sección de la laguna Alcacocha, 17 km al NNE de Junín (Tarma, Fig. N° 9). inicia en la base con 60 m de conglomerados macizos con cantos de sericitoesquistos y cuarzo lechoso que provienen del substrato Neoproterozoico infrayacente. Los 220 m que siguen corresponden a una secuencia que grada de areniscas gruesas conglomerádicas a conglomerados en bancos de 0.30 a 2 m con laminación interna oblicua y canales erosivos en la base, que indican un medio de alta energía continental o próximo a la costa. Pueden ser considerados como "molasas" resultando de la destrucción de la cadena baikaliana. Contienen algunas intercalaciones de areniscas y lutitas en secuencias granodecrecientes que parecen depositadas por corrientes de turbidez. Estas últimas características se afirman a partir de 260 m de la base, donde pasa a una serie de tipo flysch de más de 500 m de grosor. Consta de secuencias rítmicas de 6 a 10 cm de grosor compuestas cada una de areniscas, con un contacto basal muy brusco en la superficie del cual se observan a menudo moldes de figuras de corriente, pasando progresivamente a lutitas pizarrosas que forman el tope de la secuencia. Cada 10 a 15 m, se nota la presencia de secuencias más gruesas, que pueden alcanzar un metro.

Series tipo flysch similares se observan en todo el anticlinorio de Tarma-Huancayo, que afloran bien en los alrededores de Tarma, en la foto N° 6 se puede ver que por fallamiento está en contacto directo con el Grupo Mitu y la Formación Tarma y este afloramiento se prolonga en el cuadrángulo de La Oroya, en dirección a Jauja. En estas áreas se intercalan en la serie flychoide paquetes de hasta 100 m de arenisca en bancos de 0,5 a 1 m de gruesor.

Edad y correlación

En Alcacocha (Tarma), la base del Grupo Excélsior es discordante encima del Grupo Huácar del Neoprotozoico (Figs. N°s 6 y 9).

Su tope se señala por otra discordancia angular, sellada por las formaciones Ambo o Tarma del Carbonífero y, a veces, directamente por el Grupo Mitu del Permiano superior-Triásico inferior.

En el área estudiada, se encontraron unos pocos fósiles del Devoniano conformado de braquiópodo recogidos por Harrison (1940 y 1943). Paredes (1972) en la hoja de Jauja también colectó unas formas del Devoniano inferior, determinadas por O.A. Pardo como: *Australocoelia tourteloti* Boucot y Gill, *Chonetes* cf. *falklandicus* Moris y Sharpe, *Tentaculites crotalinus* Salter, *Platyceras* cf. *P.robustum* Hall, *Pleurotomaria* cf. *kayseri* Ulrich y algunas del Devoniano superior como *Phacops orurensis* Bonarelli.

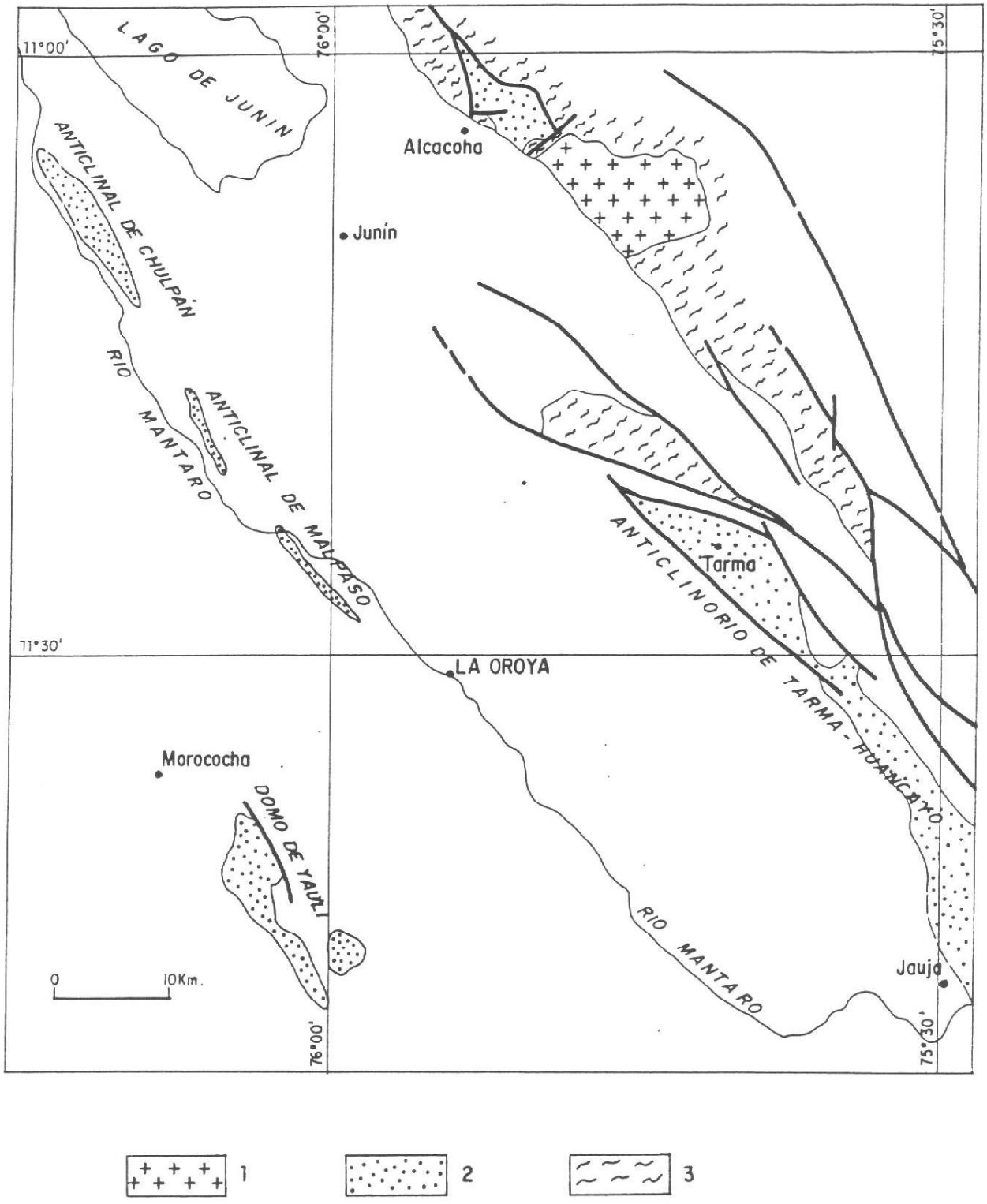


Fig. 8 Afloramientos del Paleozoico inferior y medio en los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y áreas contiguas. 1) granitos hercínicos; 2) Paleozoico inferior (Gpo. Excelsior) y 3) Proterozoico

PAGINA EN BLANCO

La presencia del Ordoviciano es documentada más al norte en el valle del río Yanahuanca (Steinmann, 1929) por graptolites diagnósticos del Llanvirniano inferior (Lemon y Cranswick, 1956), pero las lutitas de esta edad no se volvieron a encontrar en la zona estudiada. Sin embargo, series como las del anticlinal de Malpaso y el domo de Yauli se parecen a las que Egeler y de Booy (1961) describieron en la Cordillera de Vilcabamba con un contenido fosilífero ordoviciano, ampliado luego al Devoniano por Fricker (1960). Esto sugiere la posible presencia de rocas ordovicianas en el anticlinal de Malpaso y el domo de Yauli.

EL PALEOZOICO SUPERIOR-TRIASICO INFERIOR (?)

LOS GRUPOS AMBO,TARMA,COPACABANA Y MITU

Debido a la tectorogénesis Eohercínica, el Permo-Carbonífero descansa con una fuerte discordancia sobre las series fuertemente deformadas del Paleozoico inferior y medio.

En los cuadrángulos de Tarma y La Oroya, ni la fase Tardihercínica de mediados del Permiano, ni los movimientos pre-norianos modificaron significativamente la posición, en aquel entonces horizontal, del Paleozoico superior, el cual pertenece al piso estructural andino.

Grupo Ambo

Ha sido reconocido en el flanco SO del anticlinorio de Comas-Tambo entre 11°00'S y 11°25'S. Algunos estratos arenosos con restos de plantas en la base de la sección clástica del Grupo Ambo en Tarma, así como depósitos lenticulares de conglomerados que rellenan depresiones situadas en la base, podrían ser adscritas al Grupo Ambo.

La litología del Grupo Ambo lo conforman conglomerados de clastos de rocas metamórficas, cuarzo filoniano y rocas intrusivas, areniscas con intercalaciones de limolitas y principia con un conglomerado basal, son depósitos molásicos rítmicos, variando el grosor de los ritmos entre 0.10 y varios metros. Se nota la presencia de canales; las estratificaciones oblícuas son frecuentes. Las areniscas son ricas en feldespatos y micas, los estratos limosos son comunmente carbonosos, siendo frecuente delgados lentes de carbón.

El color de las rocas varía entre gris y pardo oscuro. Se pueden interpretar como molasas mayormente continentales que resultan de la destrucción de los relieves de la cadena Eohercínica depositándose verosimilmente en surcos de orientación N 130° E, es decir paralelos a las estructuras de dicha cadena.

Contiene horizontes volcánicos bastante gruesos que se ubican en el tope (columna A, Fig. N° 10). Se trata de los mismos que Harrison (1956) describió al NE de Junín, atribuyéndolos erroneamente al Paleozoico inferior. En las áreas , laguna Paco-

cocha (8771-410), Cerros Garamantaca (8772-409) y Raushanca Punta (8770-410), son tobas riolíticas verdes con presencia de numerosas esquirlas de vidrio aplastadas? (fiamme), fragmentos de pómez y algunos cristales aislados de cuarzo y sanidina. Los horizontes ignimbríticos tienen unos metros de grosor y se intercalan con conglomerados en la parte baja de este miembro volcánico; más arriba, forman acantilados ya que su grosor alcanza varias decenas de metros. En los parajes del Raushanca, miden hasta unos 600 m.

Una muestra tomada en el cerro Huarmi Huañushga (8778.5-400), al NE de Junín, tomado en un horizonte verdoso con fenocristales blanquecinos parcialmente fanerítica denominado Toba de Cristales, dacita porfirítica? (Foto N° 5A)., tiene una textura porfirítica con fragmentos de rocas y cristales alterados en una matriz devitrificada a feldespatos.

La mineralogía está conformada por minerales esenciales de plagioclasa, feldespato potásico y vidrio. Los minerales esenciales de opacos, cuarzo I, II, sericita, zircon, calcita, cloritas, arcillas, rutilo y los minerales secundarios de calcita, sericita, cuarzo II, cloritas y arcillas.

Los fenocristales de plagioclasa se alteran a sericita y/o calcita así como los minerales máficos a veces están acompañados con minerales opacos y alterados a sericita y/o cloritas, calcita-sericita-arcillas; el cuarzo I ocurre como fragmentos de fenocristales y el cuarzo II se encuentra como alteración de los fragmentos de rocas y rellenando cavidades. La matriz está devitrificada a feldespatos potásicos y altera a sericita y arcillas. Los minerales opacos se encuentran mayormente diseminados en la roca.

Más al SE, en las crestas que separan Acobamba de Huasahuasi, este miembro volcánico está representado por andesitas y dacitas de color morado oscuro; se adelgazan y desaparecen en la dirección SE antes de cruzar el valle del río Tarma, pero lateralmente se observan estratos volcano-detríticos.

Edad y correlación

Rhacopteris y un tronco de *Lepidophiton* fueron encontrados en el tramo Acobamba-Palca de la carretera Tarma-San Ramón. En el Perú, se considera que *Rhacopteris* es una planta diagnóstica del Misisipiano.

El Grupo Ambo de los cuadrángulos de Tarma y La Oroya se correlaciona con su homónimo del pueblo de Ambo. El miembro volcánico superior, en particular, puede correlacionarse con las andesitas que ocupan la misma posición en la parte NE del cuadrángulo de Huanta (columna C, Fig. N° 10) y con las tobas verdes presentes en muchas partes cerca del tope del Grupo Ambo o redepositados en la base del Grupo Tarma; están señalados en Ambo (Newell et al., 1953) y en varias secciones de la ceja de montaña: anticlinales de Shira y Vilcabamba, Pongo de Coñec, (Mégard, 1979, y Laubacher, en Dalmayrac et al., 1988).

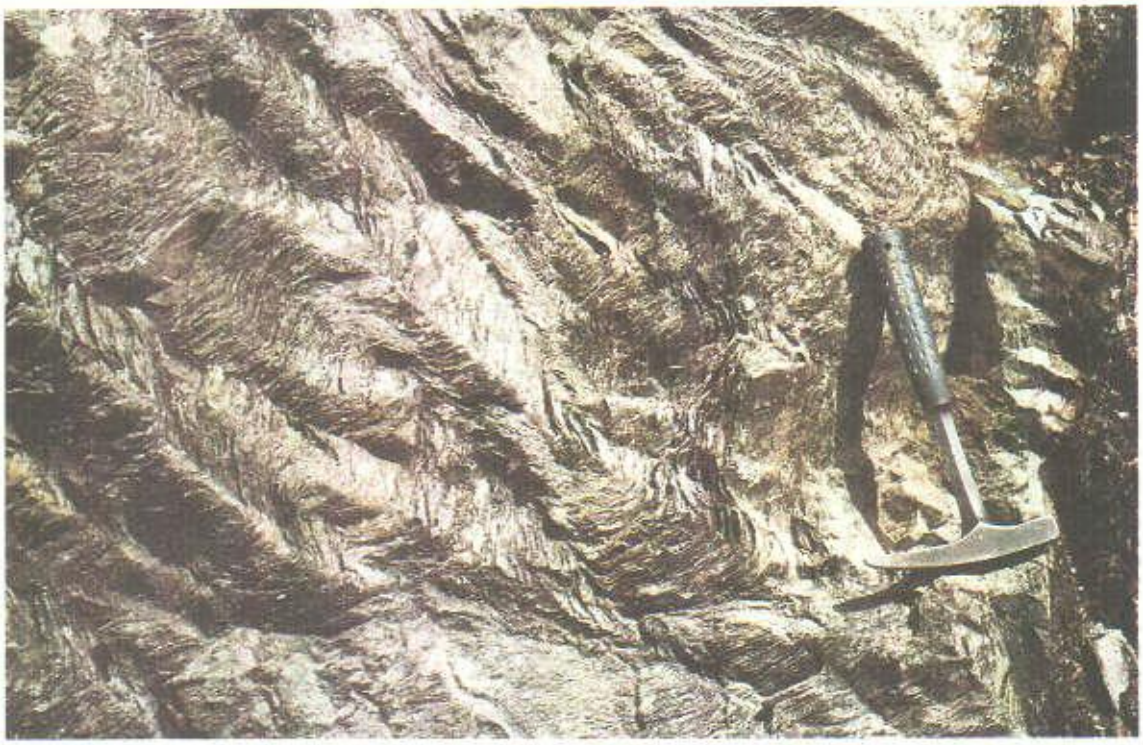


Foto Nº 5. Al NE de la laguna Alcacocha (carretera Junín - Ulcumayo).

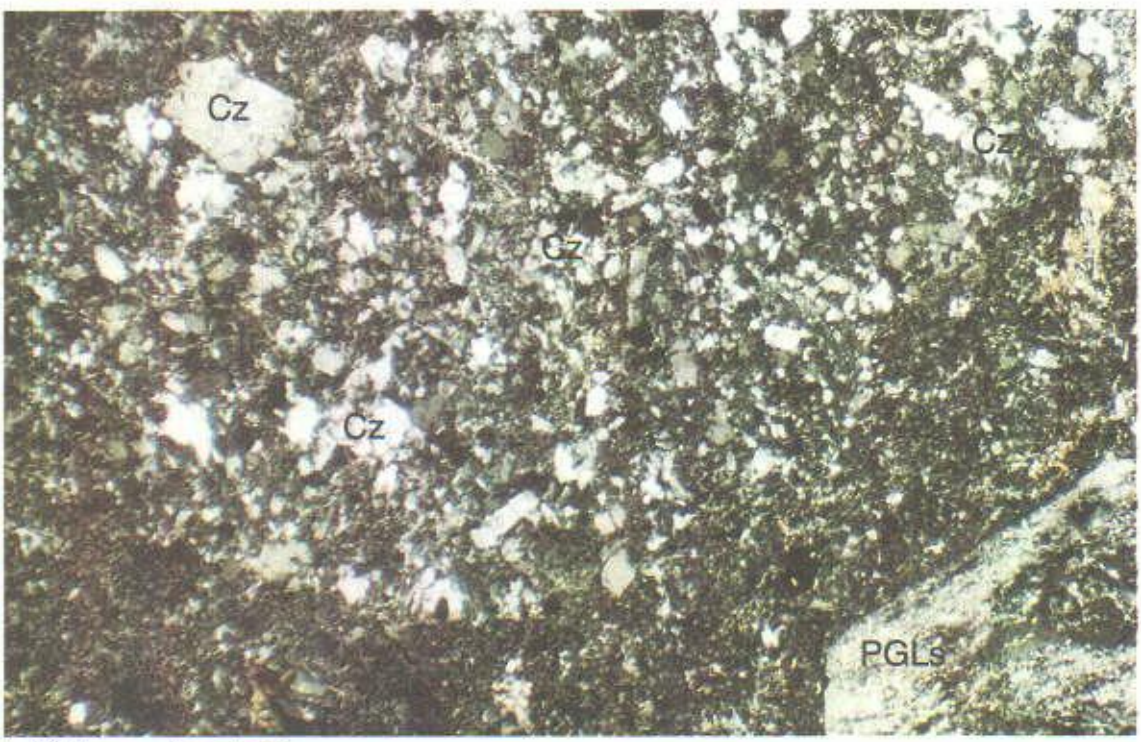


Foto Nº 5A. Aumento 75x
Fenocristales de plagiocasas (PGLs), fragmentos líticos silicificados (cz) en una matriz de grano fino, opacos (OPs) diseminados.

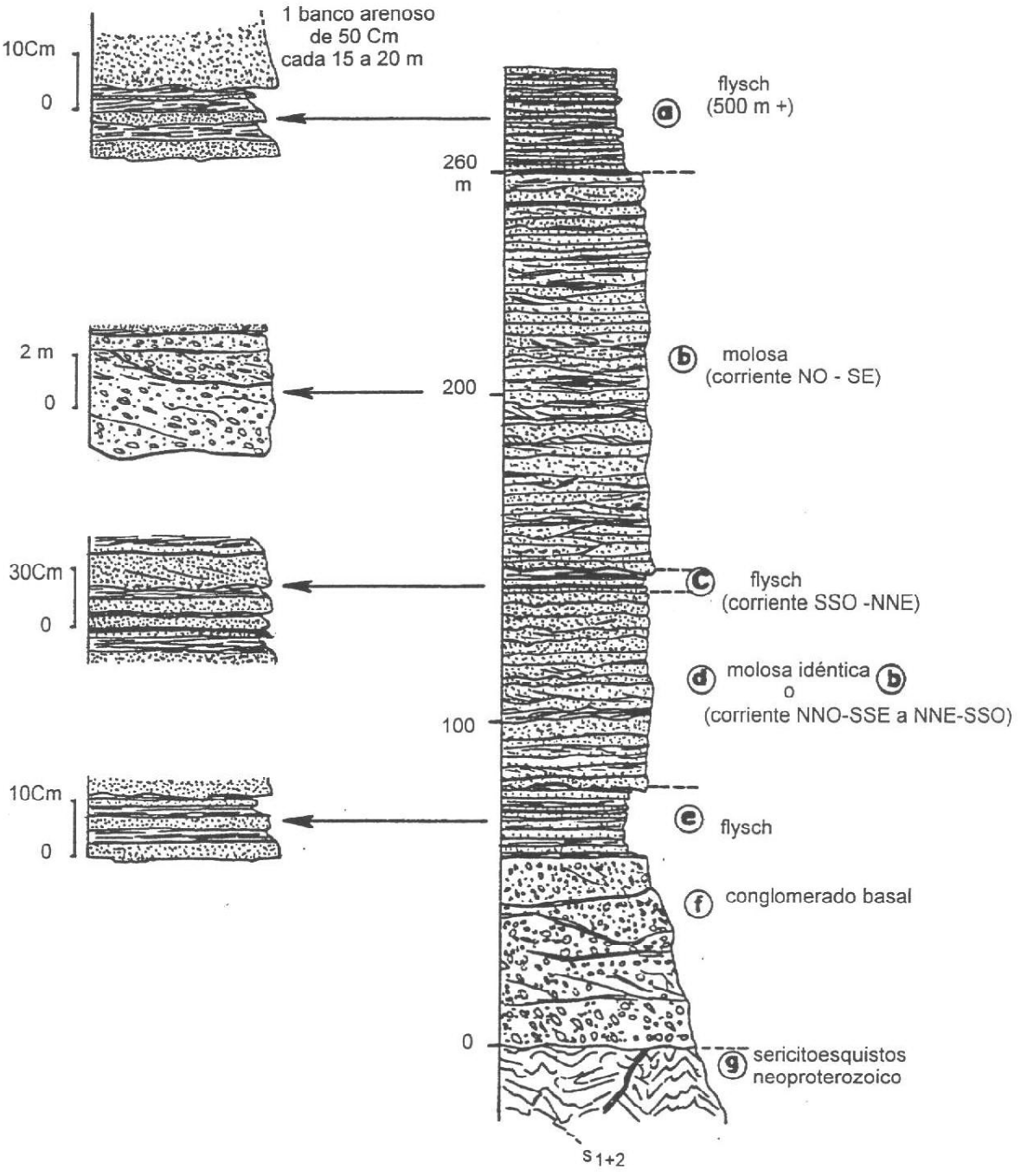


FIG. 9.- molasas y flyschs del Paleozoico inferior y/o medio en la zona de Alcacocha (17 km. al EN de Junín).

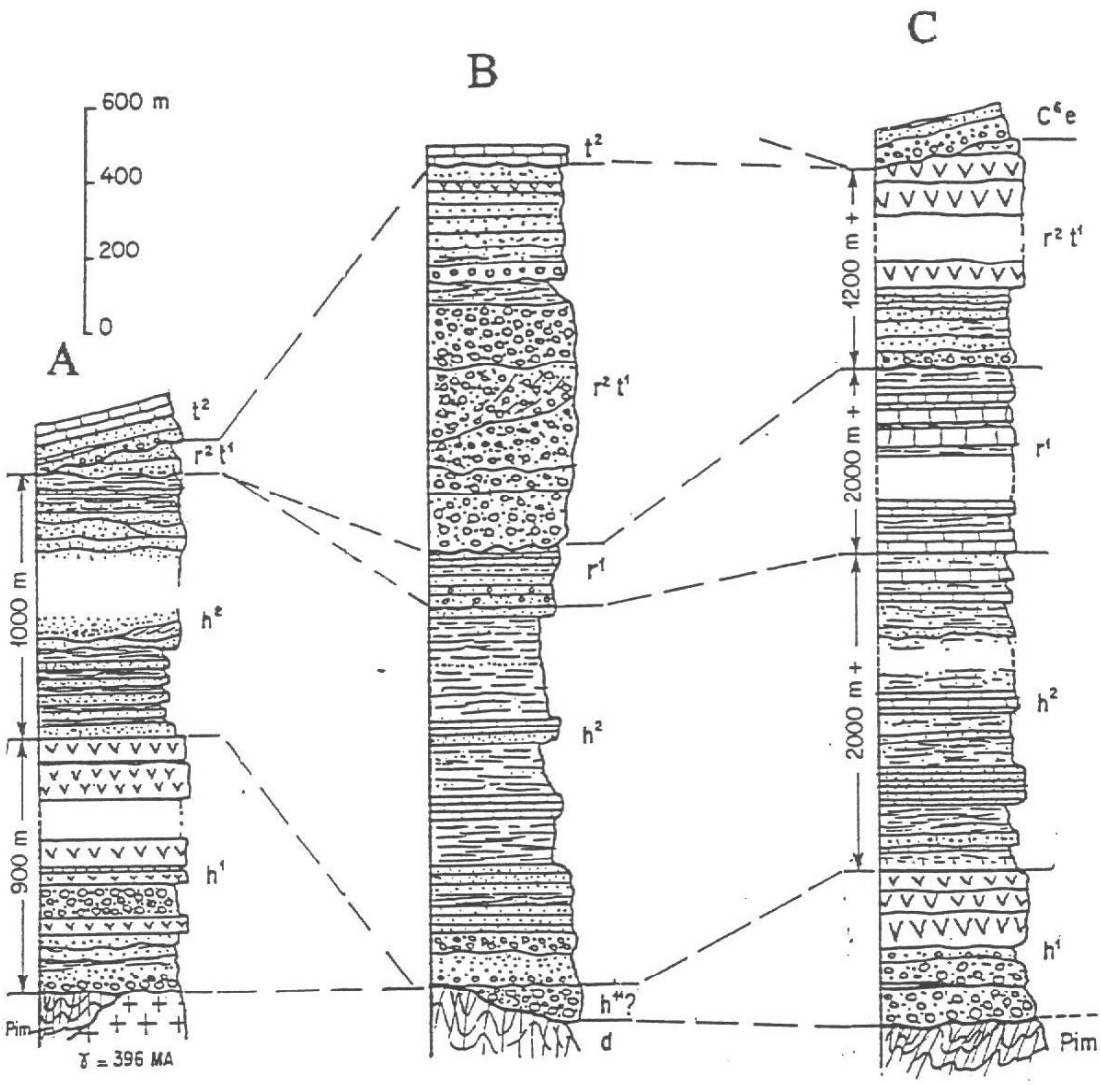


Fig. 10 Las series carboníferas y Permianas

Columna A: Al Este de Junín, 410-8173 (base) y 406-8768 (tope)

Columna B: Columna compuesta en base a datos colectados entre 3 y 6 Km al N55°E de Tarma

Columna C: Cuadrángulo de Huanta, según Newell et al. 1953, y observaciones de F. Megard y J. Paredes P.

C^6e Cretáceo terminal-Eoceno (Capas Rojas); t^2 - Noriano (Fm. Chambará); $r^2\,t^1$ - Permiano superior (Gpo. Mitu); r^1 - Permiano inferior (Gpo. Copacabana); h^2 - Pensilvaniano (Gpo. Tarma); h^1 - Missisipiano (Gpo. Ambo); d - Devoniano (Gpo. Excelsior); Pim - Paleozoico inferior y medio sin diferenciar (Gpo. Excelsior)

Grupo Tarma

Aflora en la Cordillera Oriental del cuadrángulo de Tarma y NE del cuadrángulo de la Oroya, es concordante con el Grupo Ambo en los lugares donde está presente; en caso contrario descansa con discordancia angular encima del Paleozoico inferior y medio o del Neoproterozoico.

La litología del Grupo ha sido definido en Tarma por Dunbar y Newell (1946) y reestudiado en Tarma y Pomachaca, unos 3.5 km al norte de Tarma, por Newell, Chronic y Roberts (1953).

2,5 km al oeste de Tarma se encuentra la sección-tipo del Grupo. Su base no está bien expuesta, pero los flyschs devonianos infrayacentes estan invertidos debajo de la sección normal del Grupo Tarma, lo que evidencia una fuerte discordancia angular.

El grosor de la sección es de 300 m, y está compuesta, en proporciones decrecientes, por los siguientes tipos de roca:

- Lutitas y limolitas grises o negras frecuentemente intercalados de caliza arenosa ocre a menudo nodulosa.
- Calizas grises frecuentes y gruesas hacia el tope de la sección, donde se vuelven arrecifales y forman un paquete de unos veinte metros.
- Areniscas glauconíticas.
- Conglomerados polimíctico, con elementos angulosos a redondeados de varios decímetros de longitud, que provienen de estratos subyacentes de la serie devoniana.

Esta descripción vale para la mayor parte de los afloramientos cercanos a Tarma (columna B, Fig. N° 10), en las cuales las lutitas asociadas a bancos y nódulos de caliza ocre siempre son un elemento característico. La fauna es muy rica y comprende spiriferidos, productidos, corales y briozoarios, asi como fusulinas. En la sección de Pomachaca, también se encontraron goniatites (Newell et al., 1953), así como en la esquina NE del cuadrángulo de La Oroya, cerca a Apaicanchilla.

Sin embargo, los cambios de facies son tan numerosos y rápidos observados en la proximidad de las secciones clásicas. Así, unos 10 km al norte de la sección-tipo, la sección de Acobamba mide más de 1000 m y muestra, de la base al tope:

1.- 15 m de calizas y areniscas silicificadas concordantes con las dacitas del tope de Grupo Ambo,

2- Una serie monótona de más de 500 m de grosor, que consta de ritmos de 0,1 a 0,5 m compuestos de areniscas a veces conglomerádicas cubiertas de una fina diastema lutítica

3- Una serie de 400 m con laminaciones que resultan de la superposición de lechos de 2 a 5 cm de grosor formado por lutitas y por areniscas cuarcíticas de grano fino en el tope de las cuales se observan a veces mud-cracks.

4- Una serie rítmica idéntica a (2), que mide 50 a 100 m.

5- Lutitas oscuras con braquiópodos y restos de plantas de 50 a 100 m.

Siguiendo esta faja de afloramientos a lo largo del rumbo hacia el NO, hasta llegar a la carretera Junín-Chupán, las calizas (1) desaparecen, la serie (2) se vuelve turbidítica y se parece a un flysch y la serie (3) pasa a molasas rojizas de grano grueso.

La foto N° 6 muestra el contacto fallado con la Formación Concepción e infrayace al Grupo Mitu discordantemente.

Edad y correlación

Los fósiles abundan en el Grupo Tarma, y el foraminífero *Fusulinella* permite atribuir el tope de la sección-tipo al Atokan (Newell et al., 1953), piso de la parte inferior del Pensilvaniano medio de Norteamérica, que equivale al Namuriano terminal y al Westfaliano A de Europa.

El Grupo Tarma es conocido en muchas regiones del Perú; para más informaciones, puede referirse a Mégard (1979) y a Laubacher (in Dalmayrac et al., 1988).

Grupo Copacabana

Aflora en el borde NE del anticlinorio de Tarma-Huancayo al sur del valle del río Tarma, en el cuadrángulo de Tarma, y pasa a la esquina NE del cuadrángulo de La Oroya.

Se trata de una secuencia detrítica roja de 30 a 100 m de grosor, los conglomerados de la parte basal contienen cantos de este grupo. Pasan luego a areniscas que contienen algunos bancos de calizas y dolomitas. El Grupo Mitu cubre a esta secuencia con una discordancia angular débil, y se observan en su base canales que erosionan el tope del Grupo Copacabana.

La sección cuyo grosor total es de 150 m está ubicada en la esquina SE del cuadrángulo de Tarma, en la margen izquierda de la Qda. Huaychaoniyocc, 2,5 km al Oeste de la Hda. Maco (Congas-Antacucho). La secuencia descansa en discordancia paralela erosiva sobre areniscas intercaladas con lutitas negras que representan el tope del Grupo Tarma, y consta de:

- 90 m de arenicas de color dominante concho de vino, parcialmente conglomerádicas en sus 25 m inferiores, y con intercalaciones limolíticas rojas, verdes o negras
- 6 m de lutitas negras y verdes
- 2 m de areniscas con nódulos calcáreos
- 6 m de calizas nodulosas con septas lutáceas y algo de chert en la parte superior; contienen corales y fusulínidos
- 6 m de areniscas rojas en bancos de 1 a 2 m con intercalaciones limolíticas
- 10 m de conglomerados estratificados; los cantos son mayormente calizas y cherts
- 8 m de areniscas rojas deleznables
- 20 m de calizas ocre a gris en bancos irregulares de 0,2 a 1 m, intercaladas con limolitas negras; las calizas son fosilíferas
- 3 m de lutitas de color concho de vino a gris oscuro.

Encima vienen los conglomerados rojos gruesos de la base del Grupo Mitu, en discordancia erosional débilmente angular. Debido a la erosión pre-Mitu. Faltan los 50 m superiores de la serie Copacabana.

Edad y correlación

Las calizas nodulosas a 98 m de la base de la sección descrita contienen fusulínides; determinados por J. Chronic, como *Pseudoschwagerina uddeni* del Permiano inferior.

Los corales identificados como:

Pseudozaphrentoides cf. *ordinatus* Ross y Ross (det. de P. Semenoff-Tian-Chansky),

Multithecopora sp.y *Chaetetes* cf. *giganteus* Sokolov (det. de Lafuste).

Estas formas son conocidas en el Carbonífero, que aparecen como menos diagnósticas que las fusulinas.

Las facies del Grupo Copacabana en Tarma son continentales y litorales; su grosor es muy reducido respecto a lo conocido más al este en el cuadrángulo de Andamarca o al SE en el cuadrángulo de Huanta, donde la sección clásica de Newell et al. (1953) mide cerca de 2,000 m y consiste de calizas con algunas intercalaciones de lutitas y limolitas (columna C, Fig. N° 10).

Grupo Mitu

Forma la envoltura de todos los macizos neoproterozoicos o eohercínicos de la Cordillera Oriental y de las Altiplanicies. Está conformado por series detríticas y volcánicas de color rojo dominante, que pueden considerarse como molasas ligadas a la orogenesis Tardihercínica (Permiano medio a Triásico inferior), y que en muchas áreas pueden incluir secuencias rojas miméticas que de hecho pertenecen al Grupo Copacabana o a la base del Grupo Pucará.

El Grupo Mitu cubre con discordancia angular a rocas de los grupos Huácar o Excélsior, y al Grupo Tarma al oeste del pueblo de Tarma y casi siempre infrayase con ligera discordancia a las calizas del Grupo Pucará (Formación Chambará) Foto N° 6, en este caso se trata de discordancias heredadas de las tectogénesis baikaliana o eohercínica, que cubre a los grupos Tarma o Copacabana, en contacto paralelo o levemente angular y por lo general sólo erosivo.

En las series terrígenas, el material gueso (conglomerado, areniscas conglomerádicas y de grano grueso) predomina sobre las limolitas y lutitas. El color más frecuente es el rojo ladrillo hasta concho de vino, seguido por el verde y el rosado; pero es de notar el hecho que un débil aumento de temperatura provoca la aparición de colores marrones y verdes.

La sedimentación es típicamente de ambientes continentales; se observan muchos canales y estratificaciones oblícuas. Las series son por lo general rítmicas: por ejemplo, 5 km al oeste de Tarma, se observa la repetición de megaritmos de 3 hasta 10 m de grosor que agrupan ritmos más conglomerádicos cerca a la base y más arenosos cerca al tope. Los cantos presentan poco desgaste, frecuentes pátinas herrumbrosas y facetas que testimonian una erosión eólica; los aparatos volcánicos Mitu entonces activos; la matriz que los rodea es arenosa y a veces tobácea. Las areniscas están mal clasificadas y a menudo muy arcillosas; contienen feldespatos detríticos, hematita y minerales pesados, así como frecuentes fragmentos de rocas volcánicas. Pueden intercalarse con tobas redepositadas en ambientes acuáticos.

En muchas de sus secciones, el Grupo Mitu incluye horizontes volcánicos, cuyo grosor, extensión lateral y posición en la sección son muy variables. Cerca a Palcamayo, unos 20 km al ONO de Tarma, el Grupo no contiene ninguna intercalación volcánica a pesar de medir casi 1,700 m, pero en el flanco oriental del domo de Yauli, está esencialmente representado por los volcánicos Catalina, de 700 m de grosor, de composición andesítica a riolítica, que incluyen horizontes volcanoclásticos. Las andesitas del Mitu se presentan como coladas o acumulaciones de brechas; a veces son rocas porfiríticas, con cristales de labrador y andesina a menudo zonados destacándose sobre un fondo de color concho de vino o verde. Las rocas de composición dacítica o riolítica son frecuentemente tobas soldadas emplazadas por nubes ardientes.

Edad y correlación

En la práctica, los geólogos han atribuído al Grupo Mitu todas las series mayormente detríticas o volcánicas de color rojo ubicadas debajo de las prominentes series

carbonatadas del Grupo Pucará, fechadas del Noriano en su base. Sin embargo, como lo notamos más arriba, parte de los conglomerados y areniscas rojas pertenecen de hecho al Grupo Copacabana en el área cercana a Tarma. Por otra parte, en varios puntos del Perú Central (sección del cerro Aullabamba en Tarma: Newell et al., 1953; Hda. Huanca 21 km al este de Cerro de Pasco: Champion in Harrison, 1951) se ha descrito en el Grupo Mitu intercalaciones carbonatadas marinas que proporcionaron fósiles poco diagnósticos pero que indican el Paleozoico superior. Eso sugiere que este grupo pueda incluir a veces equivalentes laterales detríticos rojos del Grupo Copacabana y quizas hasta del Grupo Tarma. Por las mismas razones, es posible que en ciertas áreas, series basales del Triásico miméticas del Grupo Mitu hayánsele atribuido.

Aparte de los escasos fósiles marinos ya mencionados, cuya significación geológica es dudosa, Amstutz (1956) encontró restos de *Voltzias* impregnadas de mineral de cobre unos 20 a 25 km al N60°O de Tarma; estas plantas fósiles son muy parecidas a las de los Kupferschiefer del Zechstein (Permiano superior) de Alemania.

El Grupo Mitu de los cuadrángulos estudiados se correlaciona con sus homónimos de otras parte del Perú (Laubacher, in Dalmayrac et al., 1988).

EL TRIASICO Y EL JURASICO INFERIOR

Durante este período se depositaron series mayormente carbonatadas en una plataforma que cubre toda la parte del área estudiada correspondiente a las Altiplanicies y a la Cordillera Oriental.

Las series carbonatadas de mayor extensión son las del Grupo Pucará de edad Triásica y Liásica, definido por Mc Laughlin (1924), que fue formalmente subdividido por Mégard (1968) en las tres formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga. Encima vienen la Formación Cercapuquio, que es terrígena, y la Formación Chaucha, que nuevamente corresponde a una plataforma carbonatada. Ambas representan el Dogger. El Malm no ha sido identificado, pero puede ser representado parcialmente por la base de las series detríticas Goyllarisquizga (Formación Oyón en la Cordillera Occidental y miembro inferior de la Formación Goyllarisquizga en las Altiplanicies).

Formación Chambará

Consta de un miembro inferior, que tiene características litológicas y grosores muy variables, y de un miembro superior que corresponde al desarrollo de la plataforma carbonatada ya mencionada.

Descansa por lo general en discordancia erosional y a veces en débil discordancia angular encima del Grupo Mitu. Sin embargo, la Formación Chambará cubre a veces directamente el Paleozoico inferior, como lo demuestra el mapeo detallado del anticlinal de Malpaso realizado por Kobe (1986), y puede sellar fallas que afectan al

Grupo Mitu, probándose así que los movimientos tardihercínicos pueden prolongarse hasta el Triásico inferior. Lo ilustra la figura N° 11.

En forma general el grosor de esta formación varía entre 100 a más de mil metros. Sin embargo, como se vé en el mapa de isopacos modificado a partir de Szequel y Grose (1972) puede sobrepasar los 1,500 m de grosor.

El contacto superior con la Formación Aramachay es paralelo y concordante.

Miembro inferior.- En muchas áreas se trata de una serie detrítica roja de grosor variable; consiste de estratos detríticos que resultan de la erosión y resedimentación de rocas del Grupo Mitu, de las cuales son miméticas. Suelen rellenar depresiones en la cuales se va instalando progresivamente el mar somero de la transgresión triásica, como lo muestran las intercalaciones carbonatadas que se hacen más y más numerosas hacia arriba.

La sección a lo largo de la trocha Junín-Chupán (Tarma) mostrado en la Fig. N° 12, está compuesta de abajo hacia arriba, por:

- 100 m de conglomerados y arenicas de color rojo.
- 3 megaritmos de algunos metros de grosor, conformados por areniscas rojas algo conglomerádicas rematando en un lecho delgado de dolomitas amarillas.

Harrison (1943) también diferenció en la base de la serie calcárea inferior, equivalente a la Formación Chambará, unas lutitas rojas y amarillas con intercalaciones carbonatadas amarillas, que corresponden a este miembro inferior.

En la esquina SO del cuadrángulo de Jauja (Paredes,1994), y NO del de Huancayo (Mégard, 1968), el miembro inferior tiene una litología más diferenciada, constituida de sedimentos calcareos más delgados que cubren con plegamientos ondulantes a la secuencia Mitu como se puede ver al este de la hacienda San Pablo, que continúa al NO hacia el cerro Jatun Loma (en sacas 438-8715) en la hoja de La Oroya. A pesar de que no aflora en las partes contiguas de los cuadrángulos de La Oroya y Yauyos, pudo haber desempeñado un papel importante en la tectónica favoreciendo al despegamiento de la base del Mesozoico del techo del substrato Mitu, tal como Paredes lo observó entre Chambará (Huancayo) y Yuraccancha (Jauja).

Típicamente, la serie mide 50 a 190 m y comprende en la base horizontes de arcilla y yeso, seguidos por areniscas gruesas, a veces conglomerádicas, con colores blancos, rojos, verdes y amarillos. También contiene intercalaciones de material volcánico (espilitas y tobas), a menudo retrabajado (cineritas y grauvacas).

Estas series rellenan a menudo depresiones irregulares excavadas por la erosión en el tope del Grupo Mitu y su grosor raras veces pasa de 200 a 300 m. Están presentes unos 7 km al oeste de Tarma, a lo largo de la carretera Tarma-La Oroya.

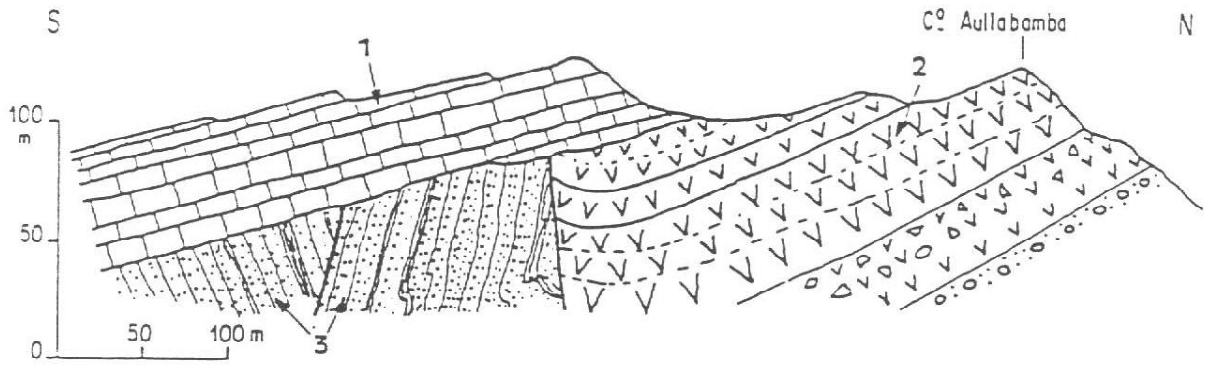


Fig. 11.- Discordancia del Noriano (calizas y dolomías)de la Formación Chambará (1) sobre bloques fallados posteriormente al emplazamiento del Grupo Mitu, 3 km al Oeste de Tarma. Andesitas, brechas andesíticas y conglomerados rojos del Grupo Mitu (2). Areniscas y lutitas de tonos marrones a rosados (Gpo. Excelsior ?) (3)

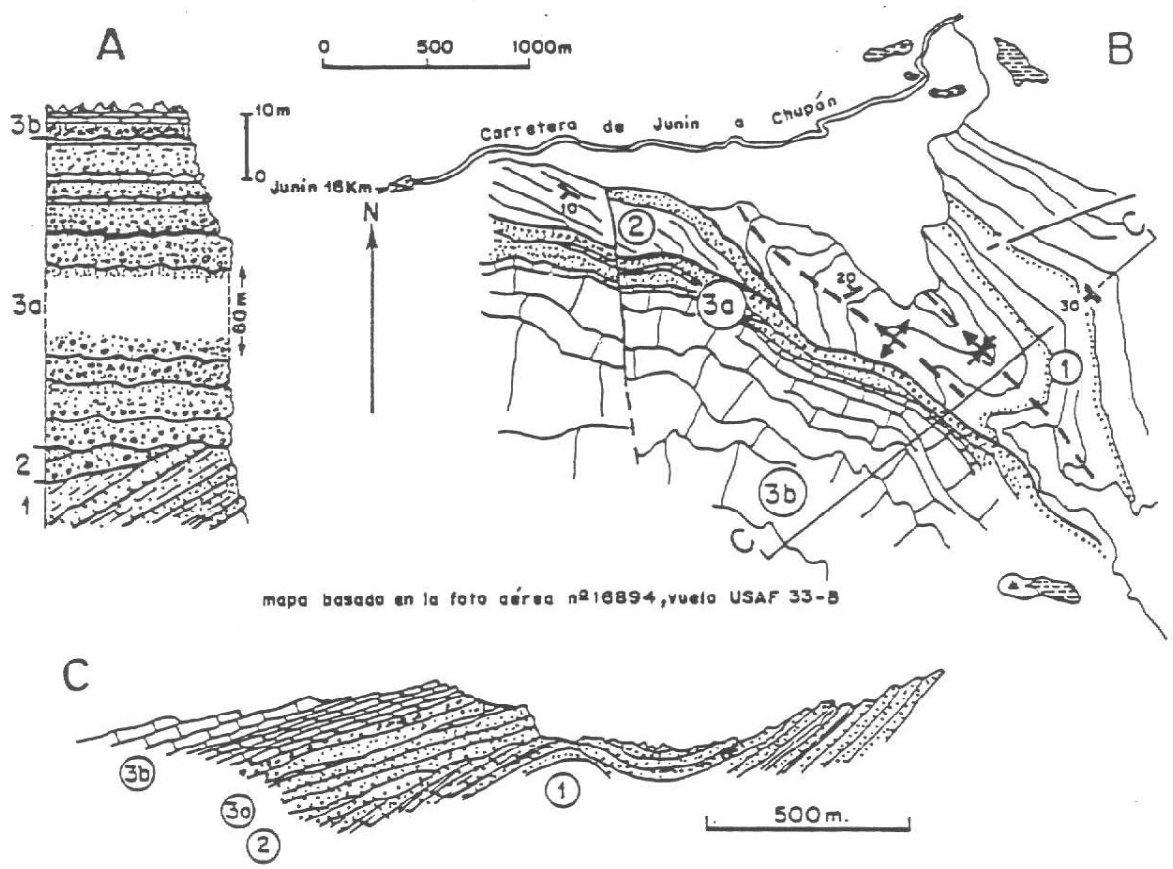
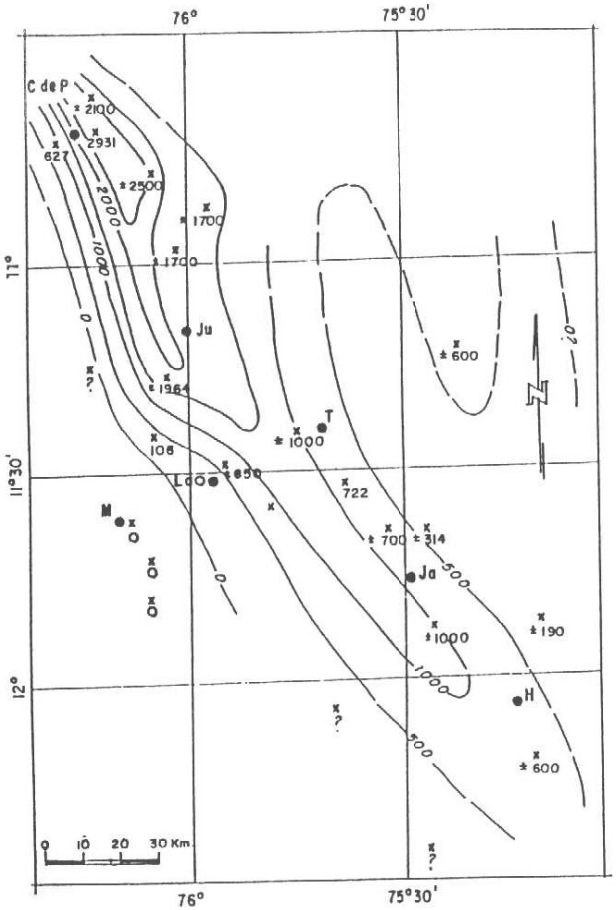
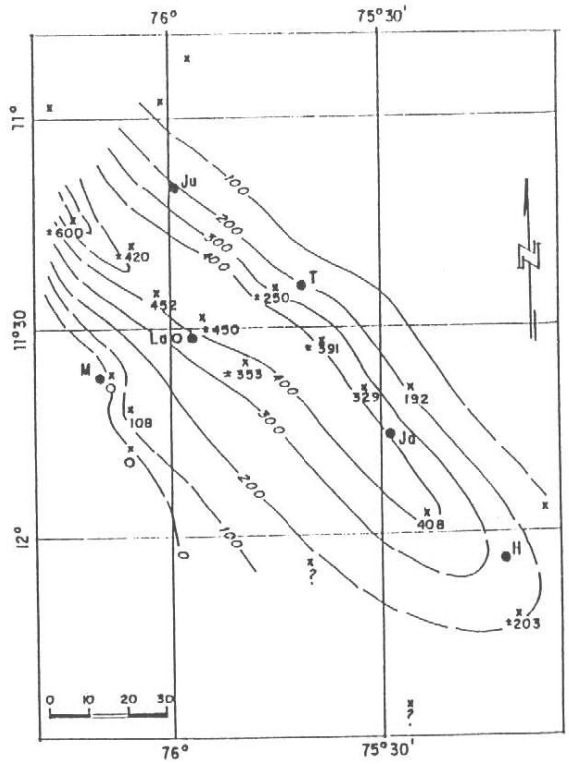


Fig. 12.- Discordancia de las molasas basales rojas del Noriano sobre el Permiano y el Carbonífero, 13 km al N70°E de Junín. 1. Arenisncas, siltitas y shales del Carbonífero (probable Pensilvaniano) 2. Areniscas rojas con matiz tufáceo del Mitu (Permiano sup. Trias. inf.). 3a. Molasa roja de la base del Noriano. 3b. Dolomías norianas



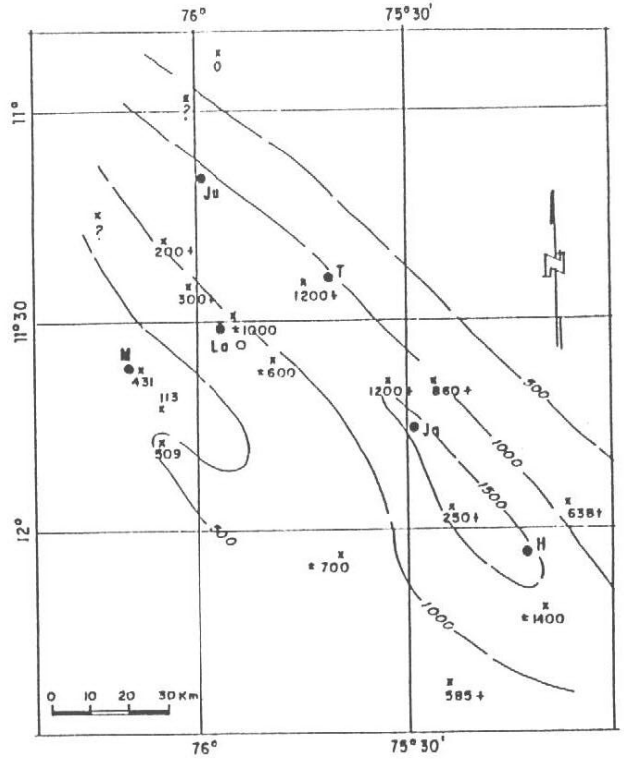
Mapa de Isópacos de la Fm. Chambará cada 500m. según Szckely y Grose (1972), modificado en base a datos de Levin (1974) y de Paredes (1994), para la parte oriental.

Fig. 13



Mapa de Isópacos de la Fm. Aramachay, cada 100 metros, según Szckely y Grose (1972)

Fig. 14



Mapa de Isópacos de la Fm. Condorsinga, cada 500 metros, según Szckely y Grose (1972)

Fig. 15

LEYENDA:

Area de estudio, $\overset{x}{722}$ Grosores medidos, $\overset{x}{\pm 650}$ Grosores estimados, $\overset{x}{?}$ Presencia probable de la formación

C de P = Cerro de Pasco, H = Huancayo, Ja = Jauja, Ju = Junin, La O = La Oroya, M = Morococha, T = Tarma.

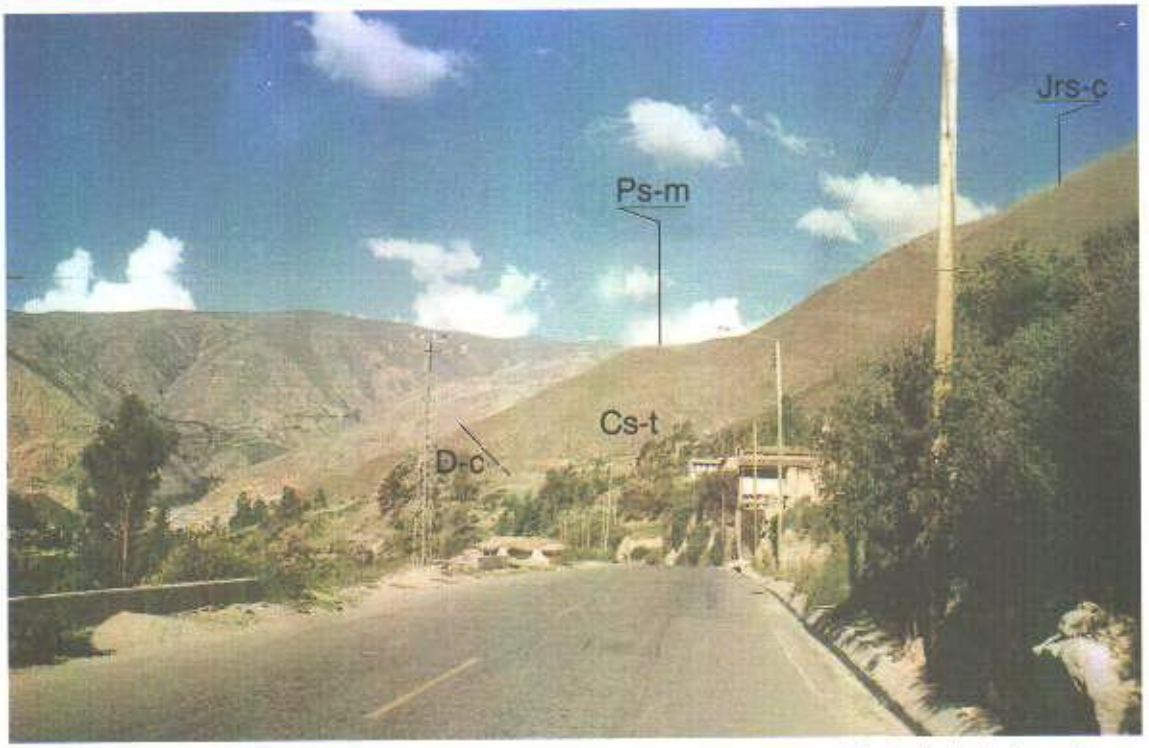


Foto Nº 6. Flanco N del cerro Incatacunán al O de Tarma (carretera Tarma-Lima). Relación de las formaciones Concepción (D-c), Tarma (Cs-t), Mitu (Ps-m).

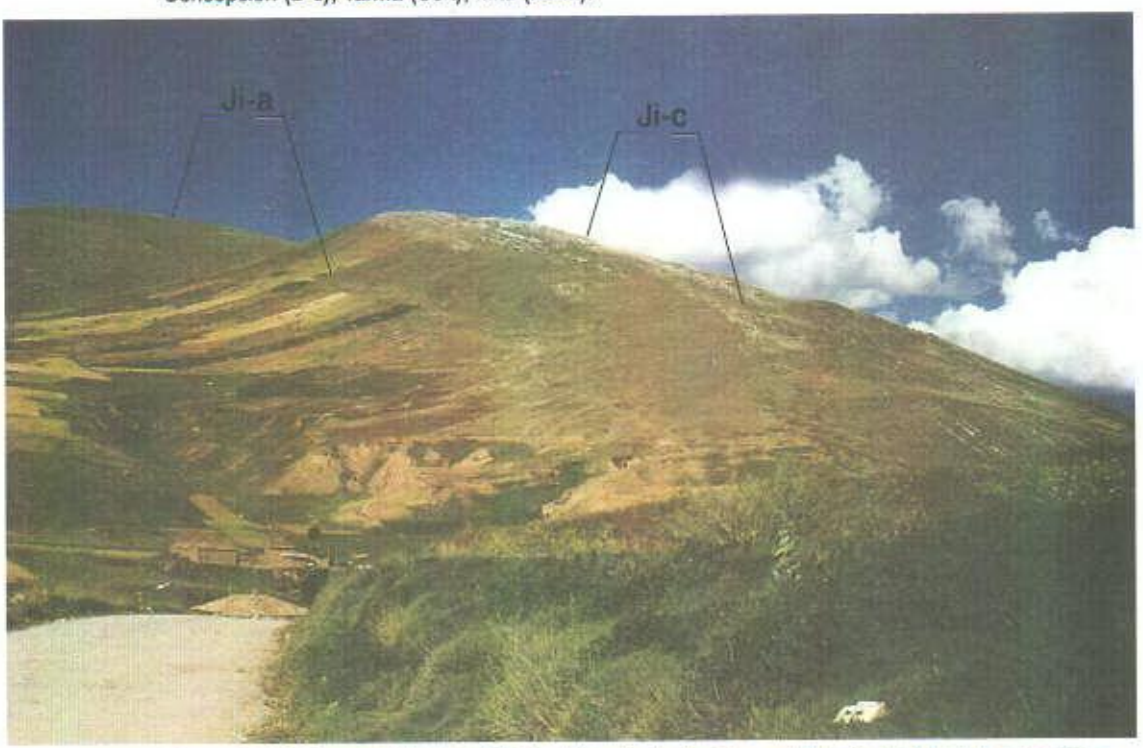


Foto Nº 7. Al este de Cochapata (437.5-8712), Cuadrángulo de La Oroya. Fallamiento sinextral en las Fms. Aramachay (Ji-a), Condorsinga (Ji-c).

PAGINA EN BLANCO

Miembro superior.- En los cuadrángulos estudiados, el grosor de este miembro varía considerablemente, al sur de La Oroya alcanza varios cientos de metros y puede pasar más de 1,500 según Fig. N° 13.

Se trata de un conjunto de calizas, calizas dolomíticas y dolomitas en bancos cuyo grosor varía entre 0,2 y 1 m, pudiendo alcanzar 3 m, separados por lechos calcáreo-arcillosos que no pasan de algunos centímetros y pueden ser reducidos a diastemas. Los carbonatos son de color gris claro a oscuro, pasando a negro, en función de su contenido en materia orgánica, que explica su olor fétido al romper las rocas. Son mayormente lodolitas calcáreas, en las cuales se intercalan calcarenitas, que a veces tienen estratificación oblícua y por lo general contienen los fósiles silicificados encontrados en este miembro.

Los cherts son comunes y se ubican paralelamente a las capas, llegando a agruparse en estratos contínuos con superficies nodulosas muy irregulares, que forman a veces conjuntos de varios metros de grosor. También se notan geodas de calcita, que son esféricas y de varios centímetros de diámetro.

El yeso de color gris y rojo explotado en el núcleo de un anticlinal volcado en Muilo (8,736 x 416, Tarma) parece estar intercalado en el miembro superior.

Por ser mayormente de grano fino, contener pocos restos de fauna macrobéntica, pero sí una gran abundancia de espículos de esponjas, los carbonatos de la Formación Chambará se habrían depositado, según Loughman y Hallam (1982), en las aguas tranquilas de una cuenca bastante profunda, con una tendencia a la stagnación indicada por su alto contenido en materia orgánica.

Edad y correlación

El miembro inferior contiene a veces restos de plantas en mal estado que no fueron estudiados, y, en el cuadrángulo de Huancayo, dió un ejemplar de *Spondylospira*, fósil diagnóstico del Noriano.

Los horizontes fosilíferos del miembro superior también contienen este braqiópodo, así como numerosos gastrópodos y pelecípodos, entre ellos *Pseudomonotis (Entomonotis) ochotica,* que también es una forma diagnóstica del Noriano (Harrison, 1943; Mégard, 1968). En base a los estudios detallados de Cox (1949), Haas (1953) y Boit (1966), se concluye que la Formación Chambará abarca el Noriano y parte del Retiano.

En la zona estudiada, no se encontraron los amonites del Ladiniano inferior y del Carniano que Levin (1974) describió en la base de la Formación Chambará al sur de San Ramón (cuadrángulo de La Merced).

Loughman y Hallam (1982) consideran que la Formación Chambará se puede reconocer en todo el norte del Perú, hasta el valle del río Utcubamba en la Cordillera Oriental y el valle del río La Leche en la Cordillera Occidental, dado la similitud de la litología y del contenido fosilífero.

Formación Aramachay

Su contacto con la Formación Chambará es siempre paralelo, pero marcado por un cambio litológico brusco de las calizas de grano fino con chert del tope de esta Formación a las areniscas glauconíticas de la base de la Formación Aramachay (Szekely y Grose, 1972, en la sección-tipo de Aramachay, cuadrángulo de Jauja). Estos autores piensan que esta notable discontinuidad podría corresponder a la laguna estratigráfica del Retiano superior y quizás del Hettangiano.

Por lo general, la Formación Aramachay está pobremente expuesta, al corresponder a taludes cultivados que separan los dos crestones Chambará y Condorsinga. Sin embargo, es fácil de identificar por su color grisáceo como se puede ver en la foto N° 7, que se intemperiza a tonos beige hasta morados, y por la presencia de nódulos calcáreos discoidales, en tal forma que constituye una unidad-guía para el mapeo.

Su grosor es variable por ejemplo en los alrededores de San Cristóbal Szekely midió 108 m pero alcanza más de 400 m a lo largo de un eje NO-SE que coincide con la parte central de las Altiplanicies.

Para la comprensión de la litología de la Formación Aramachay se ha utilizado las secciones estudiadas por Szekely y Grose (1972) y modificadas por Loughman y Hallam (1982) en el área-tipo que se encuentra en la esquina SO del cuadrángulo de Jauja (véase también Mégard, 1968 y Paredes, 1994), en la proximidad del punto de encuentro de los cuadrángulos de La Oroya, Yauyos, Huancayo y Jauja. Estas secciones son las más completas y constituyen un patrón para las Altiplanicies del Perú Central. La figura N° 14, extraída del trabajo de Szekely y Grose, muestra como se reparten los grosores de la formación en el Perú Central.

En esta área, la formación mide unos 400 m y su parte inferior de 275 m se compone de lutitas negras calcáreas bastante bien laminadas, con intercalaciones de chert que no pasan de 1 cm. Las lutitas están compuestas de calcita microesparítica, de minerales arcillosos, de materia orgánica y de escasos granos de cuarzo detrítico menores de 50 m;contienen entre 0,25 y 0,75 % de P_2O_5. Loughman y Hallam muestran que la materia orgánica ha sufrido temperaturas en exceso de 300 °C, lo que elimina la posibilidad de que hidrocarburos hayan sido preservados. Entre 30 y 75 m de la base se observan concreciones calcáreas discoidales, cuyo diámetro puede sobrepasar 2 m. En la sección de Aramachay, Szekely y Grose notaron amonites aplastados a 18 m de la base, y abundantes *Arnioceras* entre 68 y 78 m.

La parte superior es más resistente; mide 125 m y no contiene carbonatos. Consta de estratos de 10 a 30 cm de grosor, de superficies planas, que consisten de:

Foto Nº 8. En la quebrada Paicapaccha y cerro Jupamarca (8734-413) Cudrángulo de Tarma. Contacto sinuoso Fms. Aramachay-Condorsinga disturbado por fallamiento?, nótese el flanco izquierdo de la quebrada estratos de calizas con buzamientos de bajo ángulo con respecto a las calizas del flanco derecho.

PAGINA EN BLANCO

- limolitas fosfáticas, frecuentes en la parte inferior, que contienen radiolarios bien preservados, colofano, kerógeno y calcedonia que va formando pequeñas vesículas, así como cuarzo detrítico en granos de menos de 50 cm, que forma hasta un 15% de la roca;

- lutitas silíceas, formadas esencialmente de illita, y cuyo color de intemperismo es verde; no contienen ningún material de origen volcánico;

- cherts de color marrón rojizo intemperizando a pardo claro, formados casi exclusivamente de espículas de esponjas.

El tope de la secuencia es un paquete macizo, de 10 m de grosor, de areniscas fosfáticas que incluyen algunos litoclastos de basalto. El contenido de P_2O_5 es de 8,5%.

La parte inferior de la Formación Aramachay se sedimentó en aguas desprovistas de oxígeno. Según Loughman y Hallam (1982), su enriquecimiento en fósforo, la ausencia de restos de faunas bénticas y la abundancia de las pelágicas (radiolarios) sugieren un mar profundo y/o un accesso fácil al océano abierto del cual podían subir libremente aguas de fondo frías, ricas en fósforo y pobres en oxígeno.

En la parte superior aparecen granos detríticos que indican aguas más agitadas, marcando la transición hacia la Formación Condorsinga de aguas mucho más oxigenadas y menos profundas. Fotos N°s 8 y 9 además se podrá ver la disposición flexible de los estratos de ambas formaciones, esto permite que en muchos afloramientos de Formación Aramachay pueda yacer aparentemente sobre la misma Formación Aramachay.

Edad y correlación

Amonites hettangianos (*Psiloceras, Caloceras*) fueron sólo encontrados en el sinclinorio de Ricrán por Harrison (1943) y nunca en las Altiplanicies, donde sin embargo no hay pruebas de la ausencia de este piso.

Los amonites más comunes son los *Arnioceras*, pero también se encontraron *Vermiceras, Angulaticeras, Plesechioceras, Boucaulticeras* y *Coroniceras* (zona de *bucklandi*), *Agassiceras* y *Arietites*, así como unos *Phylloceratidae* (zona de *semicostatum*), *Microderoceras* (parte baja de la zona de *turneri*). La presencia de *Eparietites* y de *Paltechioceras*, en el cuadrángulo de Huancayo (Pardo, in Mégard, 1968) sugiere que la formación puede abarcar no sólo el Sinemuriano inferior sino también parte del Sinemuriano superior.

Facies similares a las de la Formación Aramachay han sido descritas en la Cordillera Oriental del norte del Perú: son las formaciones Chilingote, hettangiana, y Suta, sinemuriana, del valle del río Utcubamba (Kummel, 1950).

La Formación Mochumi Viejo de Pardo y Sanz (1979), que aflora en el río La Leche, es un equivalente en tiempo de la Formación Aramachay, pero con una litología totalmente diferente: en ella alternan regularmente calizas de color verde claro y cherts de color rojo oscuro, ambos en bancos de medio metro de grosor. Loughman y Hallam (1982) descartan la interpretación de los precedentes autores de que esta formación es turbidítica, y concluyen que se trata de carbonatos intercalados con cherts diagenéticos.

Formación Condorsinga

Se encuentra en las Altiplanicies y la Cordillera Oriental, es la única formación del Grupo Pucará que aflora al SO de la línea del Alto Mantaro, si se acepta la presencia de una Formación Aramachay muy reducida en el flanco SO del domo de Yauli cerca a San Cristóbal (Szekely y Grose, 1972).

La formación tiene un grosor que varía entre 500 y 1,500 m, el que podría ser corroborado con los isopacos mostrada en la (Fig.15) según Szekely y Grose (1972). Consiste de calizas en bancos regulares cuyo grosor varía comunmente entre 0,2 y 1 m, pudiendo llegar excepcionalmente a 3 m. En su parte media y superior, también hay dolomitas. Las lutitas son escasas. Los cherts están comunes en la parte inferior, donde pueden formar lechos contínuos, o concreciones cuya frecuencia decrece cuando se sube en la secuencia.

Las calizas comunmente contienen oolitos y pellets cementados por micrita. Se cargan progresivamente de diminutos granos de cuarzo que pueden constituir hasta 20% de la roca cerca al tope de la formación. Los bioclastos son frecuentes y sus núcleos están formados por restos de crinoideos y pelecípodos. En algunas arenas de grano grueso frecuentes en la parte alta se nota estratificación oblícua y ondulaciones de olas.

Una sección delgada de una muestra tomada a 150 m del techo cerca al contacto con el Grupo Goyllarisquizga, se trata de una caliza bioclástica de color gris a gris parduzco de granularidad fanerítica que consta esencialmente de calcita y restos de equinoideos, escasos minerales accesorios de cuarzo; la roca se caracteriza por la abundancia de espinas de equinoideos, placas y caparazones seccionadas transversal o longitudinalmente, los microfósiles son englobados en material de cemento calcareo y reemplazados por los mismos, el cuarzo microgranular rellena algunas de las porosidades, foto N° 9A.

En las dolomitas se observan a menudo laminaciones estromatolíticas y algunos birds-eyes. También se concocen brechas intraformacionales como se puede ver en la foto N° 9.

En el flanco Sureste del domo de Yauli, la Formación Condorsinga incluye una serie basal que descansa en discordancia angular sobre los volcánicos Catalina del Grupo Mitu (Fig. N° 50). Se trata de areniscas feldespáticas y limolitas rojas que contienen intercalaciones calcáreas que pueden estar brechadas o a veces con yeso, como

Foto Nº 9. Al O de Jauja (8696-444.5) Límite de los cuadrángulos de Jauja-La Oroya. Brechas intraformacionales en las calizas Condorsinga.

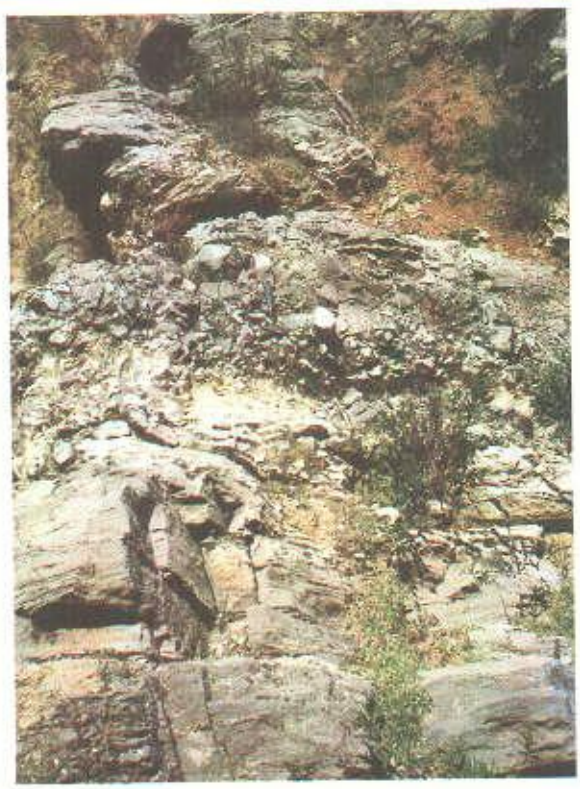


Foto N° 9A. Aumento 75x
Espinas de equinoideos (e) en corte transversal, en un material cementado por calcita (cac), las esquinas están reemplazadas por calcita microgranular.

PAGINA EN BLANCO

es el caso en Morococha, miden por lo general 50 a 100 m Un sill basáltico análogo al basalto Montero conocido en Morococha se intercala en esta serie, por lo general cerca a su tope.

Según Loughman y Hallam (1982), las características de las calizas indican una plataforma poco profunda con una energía entre débil y mediana y una fauna macrobéntica muy diversificada. Las dolomitas laminadas testimonian de un ambiente muy poco profundo pero muy tranquilo, que podría ser lagunar.

Edad y correlación

Los fósiles más frecuentes son terebrátulas, ryhnchonelas, spiriferinas, lamelibránquios como en particular *Vola alata*, equinodermos, corales y esponjas. Los amonites son poco numerosos; según Pardo (in Mégard, 1968), se trata de:

- *Androgynoceras, Coeloceras* y *Uptonia* del Plienbachiano inferior
Arieticeras del Pliensbachiano superior
Harpoceras y *Dactylioceras* del Toarciano inferior
Phymatoceras y *Esericeras* del Toarciano superior.

La presencia de un graphoceratidae? cerca al tope de la formación indicaría que ésta alcanza el Aaleniano inferior.

Las facies Condorsinga son conocidas desde la zona de Tingo María (Formación Santiago) hasta la de Abancay, donde parece que se ubica uno de los bordes de la cuenca: Marocco (1975) muestra que los carbonatos pasan en esta área a areniscas y yeso hacia el NE y el este.

Hay pocas formaciones correlativas de la Formación Condorsinga en el Perú, posiblemente por el efecto de la erosión post-liásica y anterior al Titoniano superior. La parte superior de la Formación volcánica y volcano-sedimentaria Chocolate de Arequipa y la Formación carbonatada Socosani suprayacente son equivalentes de la Formación Condorsinga (véase Vicente, 1981), y también la parte inferior calcárea de la Formación Lagunillas al oeste de Puno (véase Jaillard y Santander, 1992).

EL JURASICO MEDIO

Está representado por la formación terrígena Cercapuquio y la Formación carbonatada Chaucha, que en muchos lugares están estrechamente asociadas. Sin embargo, Moulin (1989) mostró que la Formación Chaucha se extiende más al NE que la Formación Cercapuquio, en áreas donde descansa directamente encima de la Formación Condorsinga; es el caso en el valle del río Mantaro (La Oroya, Llocllapampa) y unos 20 km al oeste de Tarma.

En este informe preferimos utilizar la apelación Formación Chaucha a la de Formación Chunumayo que usamos en el cuadrángulo de Huancayo (Mégard, 1968),

ya que la identidad con la formación del lugar-tipo (Hda. Chunumayo en el río Huachocolpa) no está bien establecida.

Los trabajos de referencia en cuanto a litología y sedimentología de estas dos formaciones son el de Moulin (1989) y el de Rosas y Fontboté (1990), que resumimos a continuación.

Formación Cercapuquio

En el área estudiada, aflora solamente en el cuadrángulo de Yauyos, en la parte SO de las Altiplanicies, al SO de la falla frontal del sistema fallado Cochas-Gran Bretaña.

Se trata de una serie de areniscas cuarzosas y limolitas depositadas en un ambiente continental a litoral. Su grosor alcanza 322 m en el flanco NE del sinclinal de Chaucha, pero es comunmente cercano a 200 m, mientras que en el lugar-tipo, la mina de Cercapuquio (cuadrángulo de Huancayo), llega a los 800 m

Descansa en concordancia sobre de las calizas Condorsinga sin que se noten señales de erosión, sino algo de oxidación; sin embargo, ocurre un cambio de facies brusco, de una plataforma carbonatada marina a una zona de sedimentación fluviátil en medio continental, que supone una laguna de sedimentación de una cierta duración.

La litología de esta formación (Figura N° 16) está constituido predominantemente por areniscas de grano muy fino a grueso, microconglomerádicas que se observan en la base de algunos rellenos de canales. Su color es generalmente blanco a gris con manchas de óxido, pero puede variar de herrumbroso a rojizo.

Su composición es bastante homogénea, según Rosas y Fontboté. La fracción gruesa varía entre 44 y 63%. El cuarzo, en granos subredondeados a redondeados, representa 70 a 95% de esta fracción, el feldespato 3 a 14% y los fragmentos de rocas volcánicas 8,5%. La matriz es arcillosa y sericítica y representa entre 1 y 18% de las rocas. El cemento representa 25 a 46% y está conformado por sílice, carbonatos y óxidos de fierro. Estas areniscas pueden ser clasificadas como subarcosas y arcosas.

La parte superior de la formación consta solamente de areniscas, pero no así la parte inferior, que representa 30 a 70% del grosor total, en la cual se intercalan lutitas; su color varía entre gris a verde así como de rojo a herrumbroso. También se notan algunos horizontes carbonosos ricos en restos de plantas mal conservadas.

La tendencia general en toda la formación es granocreciente hacia arriba, pero las secuencias de orden menor son casi todas granodecrecientes.

La asociación de las facies sedimentológicas permiten interpretar a la Formación Cercapuquio como una acumulación de depósitos de relleno de canales en un sistema fluviátil en trensas, con una energía creciente hacia el tope. En los rellenos de canales, abundan las laminaciones en cubeta, las ondulaciones de corriente y las láminas planas de alta energía, y en su base se observa a menudo cantos de lutitas.

Los sedimentos finos de la parte inferior de la formación corresponden a planicies de inundación, representadas por las lutitas y por areniscas finas con ondulaciones de corriente que pasan hacia arriba a laminaciones planas de baja energía; estas areniscas pueden ser relacionadas con el desbordamiento de canales.

En las nacientes de la quebrada Huacuypacha (8644-430.5) hoja de Yauyos la secuencia Cercapuquio está constituida por:

Techo, base de la Formación Chaucha

	Grosor (m)
• Cubierto con algunos puntones de areniscas grises.	40.00
• Areniscas blancos grisáceos en estratos de 50 cm	20.00
• Cubierto	40.00
• Areniscas blancas gris a marrón en estratos de 50 a 80 cm	10.00
• Lutita gris oscura en estratos y capitas delgadas, contiene 4 niveles de arenisca de grano fino con estructuras de corriente.	25.00
• arenisca marrón blanquecina amarillenta, hacia el techo en estratos inferiores a 1 m e interstratificado con delgadas capitas de lutitas gris a verdosas las capitas fluctúan de 10 a 20 cm de espesor, hacia el techo se hace más amarillento.	20.00
• Lutitas rijizas oscuras que alteran en forma astillosa fina, hacia el techo gris verdoso.	2.00
• Intercalación de lutitas y areniscas en estratos delgados y todos de color marrón amarillento.	10.00
• Lutitas y areniscas de color marrón rojizo oscuro con estratificación cruzada débil.	1.50
• Lutitas areniscosas con fracturamiento concoidal.	10.00
• Lutita areniscosa de grano fino en capitas delgadas algo laminares.	1.00
• Lutitas rojizas violáceas con estratificación laminar y en estratos delgados.	1.00
• Areniscas de grano fino de color marrón rojizo intercaladas con limoarcillitas de color rosado violáceo.	30.00

- Limoarcillitas de color violáceo intercaladas con delgados estratos de areniscas de grano fino de color rojizo. 10.00

220.00

Base, techo de la Formación Condorsinga.

Según Moulin, algunas secuencias menores granocrecientes de areniscas con cemento calcáreo podrían corresponder a barras de desembocadura, posiblemente en un ambiente lagunar. El mismo autor describe en Chaucha, unos 10 m encima de la base de la formación, un banco de areniscas muy finas, de 1 m de grosor, de límites planos con algo de bioclastos y grandes estratificaciones oblícuas planas y lo intepreta como una tempestita.

La figura N° 17, extraída de Moulin, muestra una reconstrucción del ambiente de sedimentación de la Formación Cercapuquio, con ríos que provenían del NE y corrían hacia el SO en dirección al mar.

Formación Chaucha

La Formación Chaucha se depositó probablemente en una parte extensa de las Altiplanicies, pero por lo general no fue reconocida en los lugares donde no existe la Formación Chunumayo, y fue por lo tanto incluida en la parte superior de la Formación carbonatada Condorsinga.

Mapearla separadamente en la parte nororiental de las Altiplanicies necesitaría un trabajo a mayor escala que lo realizado. Sin embargo, es importante notar su presencia unos 20 km al este de Tarma (Moulin, 1989) y, según Mégard (1979), es posible que esté presente en la zona de Atacocha (Cerro de Pasco).

Donde la Formación Chaucha suprayace a la Formación Cercapuquio, Moulin observó una débil discordancia erosional, marcada a menudo por una superficie oxidada y a veces por depresiones de algunos metros de profundidad cavadas en el tope de las areniscas Cercapuquio y rellenadas por limolitas dolomíticas Chaucha.

La discontinuidad observada en el tope de la formación es erosional y corresponde a un largo período de emersión, no se observó angularidad en la zona estudiada. Esta discontinuidad se estudiará con más detalle en el párrafo dedicado a la Formación Goyllarisquizga de las Altiplanicies.

La litología (Figura N° 18) de esta formación es mayormente carbonatada, con lodolitas y limolitas calcáreas, calizas y dolomitas, y escasas areniscas con cemento calcáreo.

En la parte SO de las Altiplanicies, corresponde a tres crestones calcáreos, siendo más grueso el superior, separados por dos intervalos lutáceos. En el valle del Mantaro, se observa una unidad basal con bancos calcáreos o dolomíticos alternando con lodolitas que infrayace a la serie calcárea más maciza del tope de la formación.

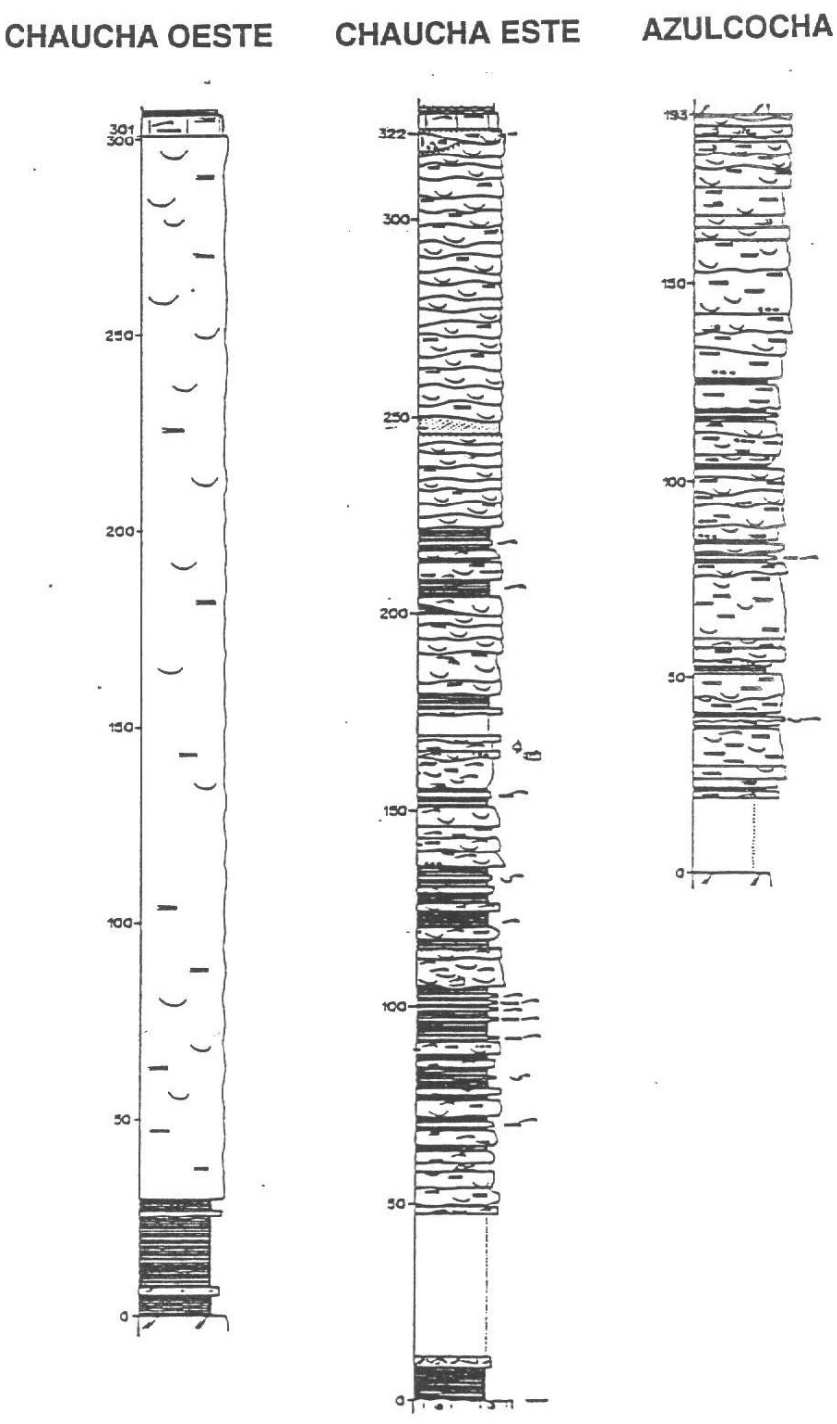


Fig. 16 Columnas Este y Oeste de la Formación Chaucha según Moulin (1989). Se ubican ligeramente al S del caserío de Chaucha, en los flancos del anticlinal de saturno. La columna Azulcocha se ubica en 436-8658 (leyenda Lámina I)

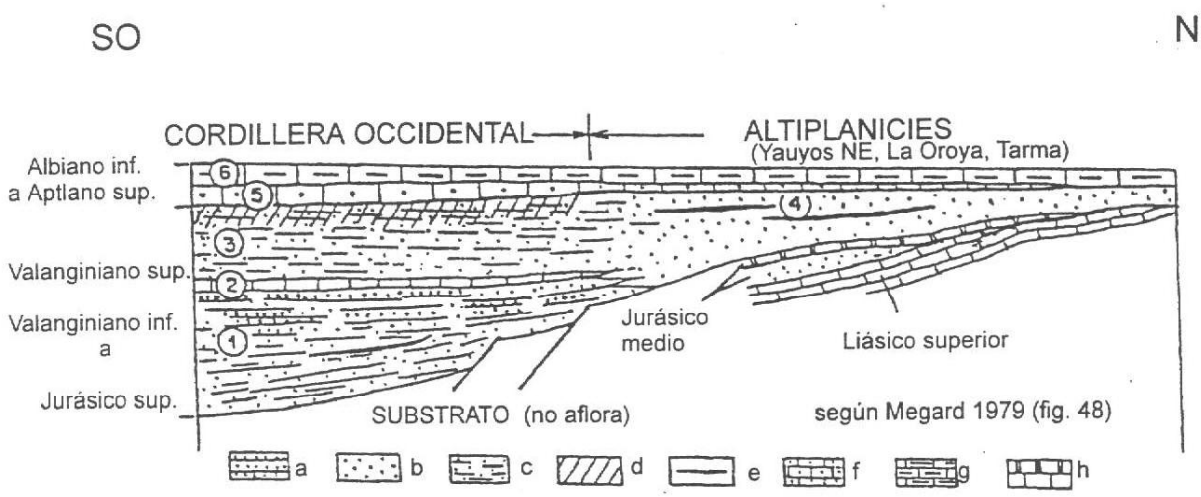
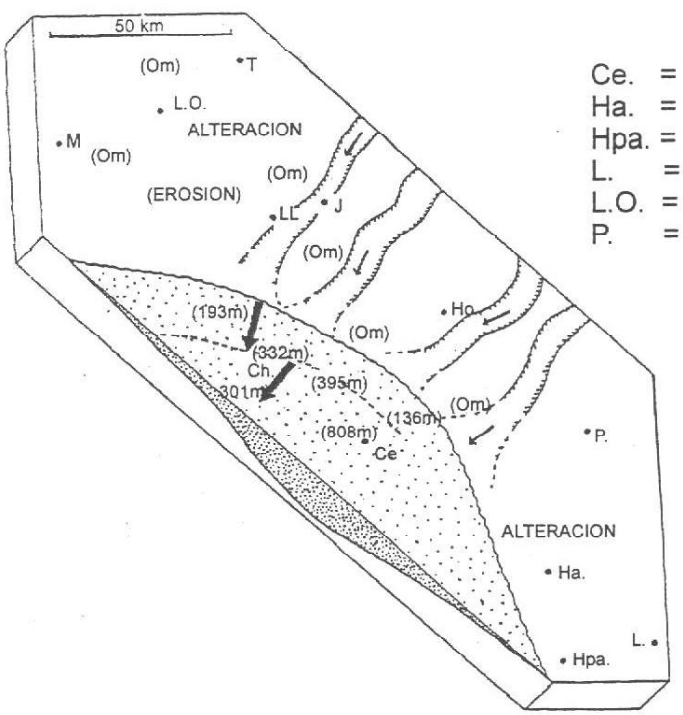


Fig. 19.- Relaciones de las diferentes litofacies del Cretáceo inferior en el borde NE de la cuenca occidental peruana cerca a 12°S.
1) Fm. Chimú y Oyón; 2) Fm. Santa; 3) Fm. Carhuaz; 4) Fm. Goyllarisquizga; 5) Fm. Pariahuanca; 6) Fm. Chúlec a) cuarcitas, b) areniscas, c) areniscas y lutitas, d) Capas rojas e) lentes de carbón, f) calizas arenosas, g) calizas margosas, h) calizas puras.



Ce. = Cercapuquio Ch. = Chaucha
Ha. = Huancavelica Ho. = Huancayo
Hpa. = Huachocolpa J = Jauja
L. = Lircay LL. = Llocllapampa
L.O. = La Oroya M. = Morococha
P. = Pampas T. = Tarma

Fig. 17.- Paleogeografía del sector Tarma - Lircay (Perú Central) en los tiempos "Cercapuquio" (Aaleniano Sup. Bajociano Inf.). Según Moulin (1989).

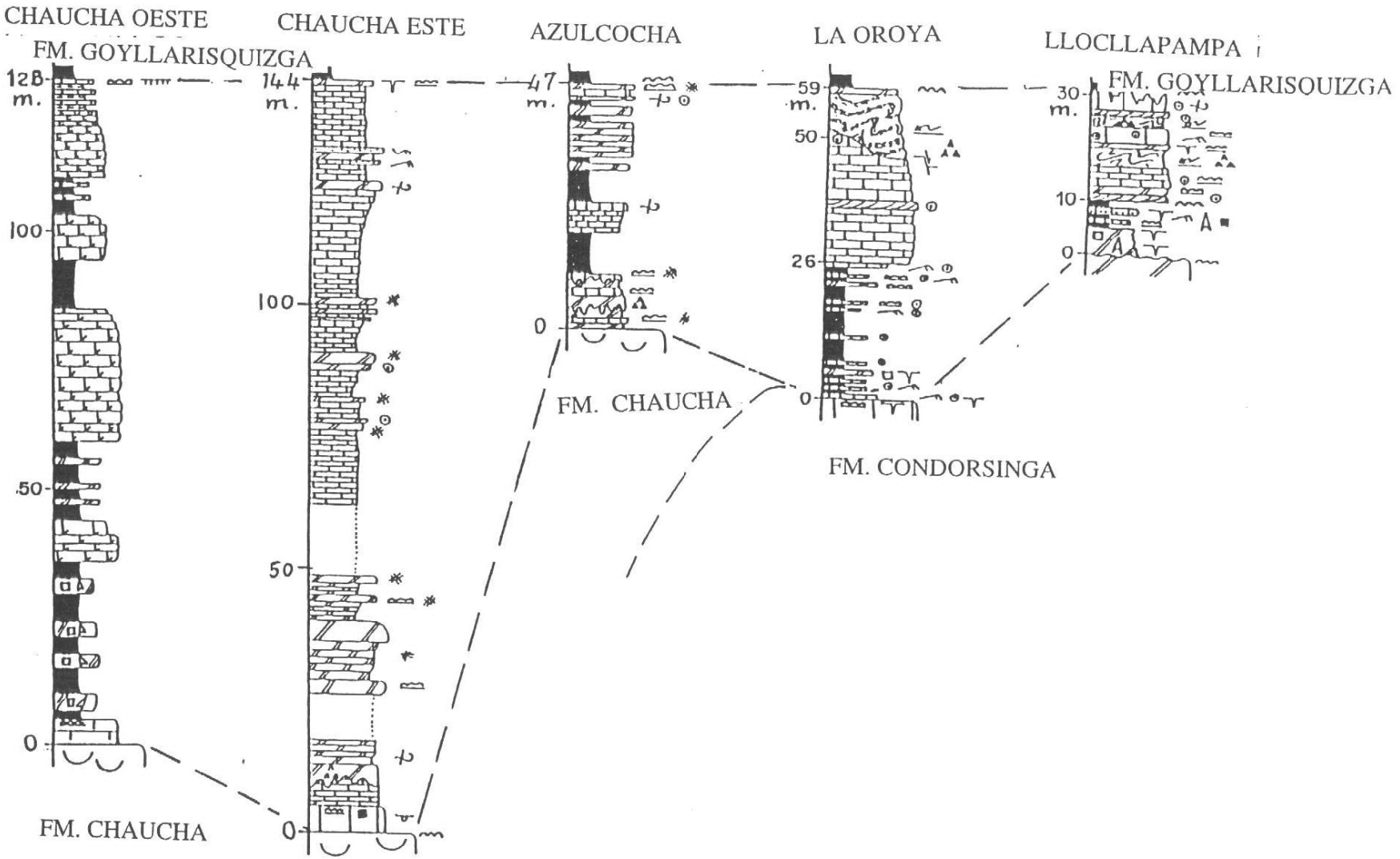


Fig. 18 Columnas litológicas de la Formación Chaucha, en los cuadrángulos de Yauyos (Fig. 15 localidades de Azulcocha, Chaucha Este y Oeste), y La Oroya (las secciones de La Oroya y Llocllapampa corresponden a las localidades 7 y 15 de la Fig. 19)

PAGINA EN BLANCO

Las litologías más comunmente observadas corresponden a ambientes confinados de baja energía, con tendencia evaporítica y emersiva; se trata de:

- micritas con finas laminaciones limolíticas, escasos bioclastos y algunos pseudomorfos según anhidrita,
- lodolitas calcáreas dolomitizadas con laminaciones estromatolíticas y frecuentes pseudomorfos según anhidrita, asociadas localmente a grietas y brechas de desecación con cantos planos, a nodulos de anhidrita o yeso,
- arcillitas versicolores donde predomina el color rojo, que contienen a menudo yeso; la arcilla es esencialmente montmorillonita,
- carniolas con numerosas cavidades cúbicas, que podrían corresponder a anhidrita; en su tope se nota a veces grietas poligonales de desecación,
- caliches, que indican la acción de agua dulce.

Son también comunes rocas carbonatadas típicas de ambientes de más alta energía como son:

- packstones con oolitas y bioclastos heterométricos,
- grainstones con oolitos, litoclastos y bioclastos, con cemento esparítico y algunos cherts, en los cuales se observan laminaciones planas de alta energía, u ondulaciones de corriente, o restos de dunas hidráulicas con grandes laminaciones oblícuas.

Estas litofacies se asocian dentro de secuencias que se inician con packstones y grainstones oolíticos y terminan con rocas de ambiente evaporítico emersivo. En otras palabras, encima de una plataforma con barreras oolíticas se instala directamente una sedimentación evaporítica de tipo sabkra. Este último ambiente de laguna salada que se seca periódicamente predomina en la sección de Llocllapampa.

En el flanco NE del anticlinal de Chaucha, Moulin describe secuencias en las cuales lodolitas calcáreas y arcillosas infrayacen a los packstones y grainstones, completando la secuencia hacia abajo con litofacies de baja energía que se habrían depositado mar adentro de la barrera oolítica.

Tanto Moulin como Rosas y Fontboté se refieren al modelo "tidal" clásico, hablando de sudbtidal, infratidal, supratidal. Sin embargo, da la impresión que argumentos a favor de mareas bien caracterizadas no se han observado.

Edad y correlación de las formaciones Cercapuquio y Chaucha

Los restos de plantas que son los únicos fósiles recogidos en la Formación Cercapuquio, no son diagnósticos. Por argumentos de superposición, se considera que la edad de su base es Aleniana superior.

La Formación Chaucha es fosilífera, pero por lo general sus fósiles no son diagnósticos. Predominan las nerineas y restos de bivalvos, braquiópodos, crinoideos y dientes y vertebras de pescado. En el flanco SO del sinclinal de Chaucha, Mégard colecto trigonias que fueron determinadas por Pérez como *Vaugonia chunumayensis* Jaworsky, fósil conocido en la Formación Chunumayo de Huancavelica y que indica una probable edad Bajociana.

El fósil más diagnóstico del Bajociano encontrado en las Altiplanicies del Perú Central es un *Stephanoceras* (probablemente *humphresianum*), que Harrison (1956, p. 26) halló en el cuadrángulo de Huancayo. La localidad fosilífera no se ubica en la vecindad de Cercapuquio como lo sugiere esta referencia, sino en un anticlinal que corta la carretera Huancayo-Cercapuquio-Santa Beatriz, unos 6 a 7 km al NE de Vista Alegre (pampa de Ingahuasi), según informaciones proporcionadas por J.M. Edmonds del museo de la Universidad de Oxford, donde están depositados las muestras y los apuntes de J.V. Harrison. En este anticlinal aflora un conjunto carbonatado grueso, mapeado como Formación Condorsinga por Mégard (1968), que infrayace directamente a las areniscas de la Formación Goyllarisquizga del Titoniano superior-Aptiano inferior. El hallazgo hecho por Moulin (1989) de series carbonatadas Chaucha de poco grosor descansando directamente encima de la Formación Condorsinga sin que se intercalen las areniscas Cercapuquio, sugiere que así ocurre al NE de Vista Alegre y explica la presencia de un amonite bajociano en lo que, en primera aproximación, parecía ser la parte somital de la Formación Condorsinga.

Este haz de argumentos directos e indirectos favorecen la primera interpretación de Mégard (1968) que hace de la Formación Chaucha un equivalente parcial de la Formación Chunumayo, al haberse encontrado en los cuadrángulos de Huancayo, Yauyos y La Oroya tan solo fósiles de la zona de *Stephanoceras humphresianum*

Por lo tanto, momentaneamente, se puede admitir que la Formación Chaucha representa el Bajociano medio y atribuir una edad Aleniana superior a Bajociano inferior a la Formación Cercapuquio por argumentos de superposición.

LAS FORMACIONES DETRITICAS DEL PERIODO TITONIANO (?) A APTIANO INFERIOR

A. GENERALIDADES

Tanto en la Cordillera Occidental como en las Altiplanicies se depositaron durante este período unas secuencias detríticas en ambientes continentales o de aguas salobres y hasta marinas someras.

Cordillera Occidental

El trabajo de referencia para la estratigrafía es el de von Hillebrandt (1970), quien estudió en el alto río Cañete una sección que abarca del Neocomiano hasta el Turoniano, y realizó cortes estructurales que rectifican las interpretaciones de Heim (1947) y Szekely (1969).

Las formaciones reconocidas por von Hillebrandt son, de abajo hacia arriba: Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat. Sin embargo, como lo admite este autor, lo que el llama Formación Farrat es un conjunto detrítico y carbonatado que marca el principio de la transgresión del Aptiano-Albiano. Por esta razón, y por pasar muy progresivamente a la Formación Pariahuanca suprayacente, consideramos que este conjunto forma la base de dicha formación. Por razones similares, hemos agrupado las formaciones Pariahuanca y Chúlec bajo el símbolo Ki-pch para fines de mapeo.

Altiplanicies

En esta zona estructural, Moulin (1989) mostró que la zona deprimida situada en el tope de la Formación Goyllarisquizga de Wilson (1963), y cubierta por los primeros bancos macizos de la Formación Chúlec, es la Formación Pariahuanca. El reconoció en todas las secciones que estudió entre las latitudes 11°20'S y 12°15'S.

En los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos, siguiendo el criterio de Moulin, se ha agrupado a la Formación Goyllarisquizga, como un conjunto Goyllarisquizga-Pariahuanca (Ki-gp).

Correlación de las series de SO a NE

El esquema de correlación que proponemos es ilustrado por la figura N° 19. Está basado en la similitud de las secciones de la parte SO de Yauyos con las de la cuenca occidental de Wilson (1963), hecho ya reconocido por von Hillebrandt (1970), y recoge las informaciones de Salazar y Landa (1993) relativas a las series del flanco andino al SO del cuadrángulo de Yauyos.

Se debe mencionar que Moulin (1989), en base a su estudio sedimentológico y estratigrafíco en las Altiplanicies, y a una revisión más expedita de la sección examinada por von Hillebrandt, así como de otra sección descrita por Angeles (1987) cerca a Laraos, propone una correlación diferente, según la cual el conjunto que von Hillebrandt y los autores de este boletín identifican como Santa-Carhuaz pasaría a ser la parte inferior de la Formación Pariahuanca.

Dos argumentos nos hacen descartar esta propuesta de Moulin:

- El hallazgo por von Hillebrandt de un foraminífero de rango neocomiano a aptiano en la base de la Formación Santa.

- La presencia en el tope de la Formación Carhuaz en la parte SO de la Yauyos de un nivel-guía de limolitas rojas señalado por otros autores en la misma posición en varios sectores de la Cordillera Occidental más al norte, donde infrayace a la Formación Farrat (para más detalle, reportarse al párrafo "Formación Carhuaz").

B. EL TITONIANO(?)-APTIANO CLASTICO EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL

Formaciones Oyón y Chimú

Los estratos más antiguos que afloran en la parte SO del cuadrángulo de Yauyos son areniscas que varían de coloración negro grisaceo a claras, compactas en bancos de 1 a 4 m, agrupados en paquetes de 5 hasta 10 m, entre los cuales se intercalan conjuntos más gruesos compuestos de limolitas y de areniscas de grano fino y de color negro, que pueden contener lentes de carbón. En estos se encuentran a menudo restos de plantas por lo general no identificables. Esta unidad aflora en particular en la carretera Magdalena-Yauyos, y está afectada en todos sus afloramientos por pliegues apretados ver foto N° 10, con numerosos pliegues menores disarmónicos asociados, lo que impide atribuirle un grosor preciso. Sin embargo, estimamos que este no ha de ser inferior a 500 m.

Una sección medida de la base al techo (eje de sinclinal) en un tramo (flanco oeste del sinclinal) de la carretera de Magdalena-Yauyos da un grosor de 297.05 m y está constituído de la siguiente litología:

	Grosor (m)
• Lutitas negras carbonosas en capitas delgadas algo laminadas interstratificadas con delgados estratos de cuarcita (10 a 15 cm) y/o con algunas pigmentaciones limoníticas.	50.00
• Cuarcitas de grano gris.	10.00
• Cuarcita grisácea interstratificada con delgadas capitas de lutitas negras carbonosas algo limonitizadas.	25.00
• Cuarcitas blanca grisáceas.	5.00
• Lutitas carbonosas con 5 horizontes cuarcíticos de 1 metro de grosor.	30.00
• Estratos de cuarcita grisácea algo masiva.	20.00
• Cuarcita blanquecina algo porosa.	10.00

- Cuarcita en estratos delgados negro grisáceo de fácil craquelamiento, fracturado y rellenado con limonitas, hacia el techo tiene pigmentaciones y se hace negro lutáceo, gradualmente se hacen más cabonoso con estructuras elongadas (huellas de plantas? 20 cm x 5 mm). 10.00
- Lutita negra carbonosa laminadas con pigmentaciones amarillas (azufre?). 1.00
- Lutitas negras cuarzosas, hacia arriba se incrementan los granos de cuarzo en estratos laminados (lajas) de 5 cm de grosor. 9.00
- Lutitas carbonosas. 0.80
- Lutitas negras carbonosas con tendencia cuarcítica y coloración grisácea. 6.00
- Cuarcita gris blanquecina de aspecto masiva en estratos de 1 m gradualmente hacia el techo se hace más lutáceo. 10.00
- Lutitas negras carbonosas. 0.25
- Lutitas negras con cuarcitas delgadas hacia el techo en estratos menores de 5 cm 4.00
- Cuarcita gris blanquecina en estratos de 20 cm 5.00
- Lutitas negras carbonosas algo cuarzosas, en la base los primeros 10 m son laminares, centimétricas y limonitizadas con sales blanquecinas, en superficie presentan sales blanquecinas (costras) hacia el techo presentan estructuras de corriente o sobrecarga. Además tienen delgadas capitas (menores a 1 cm) de lutitas negras carbonosas que también se hacen más ferruginosas. 30.00
- Lutitas negras carbonosas en laminillas finas interestratificadas con laminillas milimétricas de óxido de fierro así como de laminillas blancas. 1.00
- Lutitas negras grisáceas interstratificado con capitas carbonosas tambien ferruginosas. 2.00
- Lutitas negras cuarzosas en estratos de 50 cm con laminaciones finas. 2.00
- Cuarcita negra grisácea algo laminadas. 1.50
- Lutita negra cuarzosa. 0.50

- Cuarcita negra algo lutácea en capitas delgadas con esporádica pirita. 7.00
- Cuarcita negra algo lutácea masiva con pseudo estratificación, en su parte media tiene 10 cm de lutitas negras carbonosas, hacia el techo es algo más lutáceo y con fracturamiento concoidal. 15.00
- Lutita cuarzosa negra carbonosa en estratos menores de 10 cm en el techo es algo laminar. 2.00
- Cuarcita blanca grisácea masiva algo bandeada (blanco y negro). 10.00
- Cuarcita negra grisácea en estratos menores a un metro interestratificados con lutitas negras. 30.00

297.05

Por su litología y posición, correlacionamos esta unidad con la Formación Oyón (Wilson, 1963).

Debido a que las formaciones están fuertemente deformadas y cubiertas por sedimentos calcareos, no se ha podido diferenciar con claridad, pero se considera que la Formación Chimú debido a su litología monótona de areniscas se encuentran por ejemplo en Tingo Alis río arriba del río Alis, que pasa gradualmente a areniscas limpias y conglomerados locales ferruginosos con clastos menor que 5 mm, por lo general de color gris claro a blanco, en bancos regulares de 1 a 3 m de grosor, intercaladas con areniscas negras más finas con laminaciones subhorizontales y de grosor comparable. Estas facies, constan de areniscas limpias en bancos de 0,5 a 1 m con muy delgadas intercalaciones de limolitas negras, está presente cerca al contacto con la Formación Santa. Por sus facies y posición, estas areniscas se atribuyen a la Formación Chimú (V. Benavides, 1956). Su grosor no ha sido medido, pero se estima en más de 100 m.

Al no haber podido separar cartograficamente estas dos formaciones, las juntamos en el mapa bajo el símbolo JsKi-och.

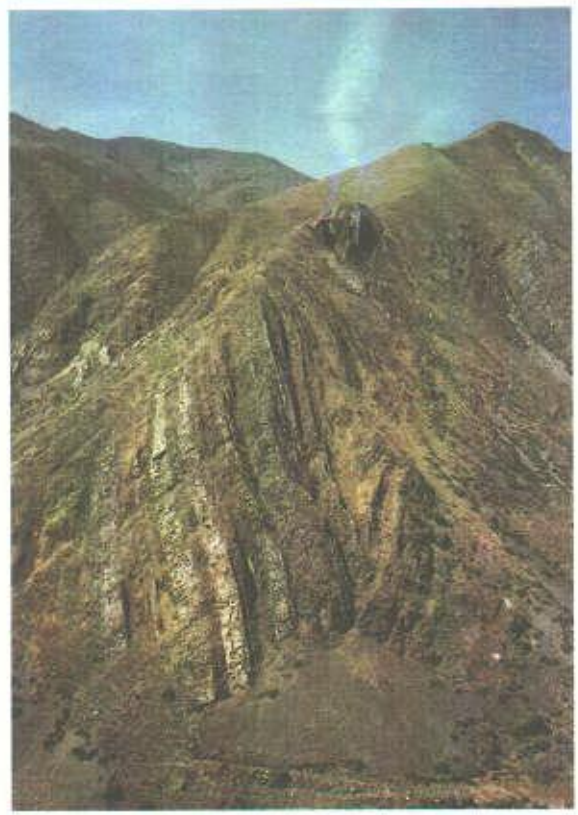
Edad y correlación de las formaciones Oyón y Chimú

En estas formaciones, no se recogieron fósiles de valor estratigráfico en la Cordillera Occidental en el cuadrángulo de Yauyos.

En base a las correlaciones ya mencionadas, atribuimos una edad Titoniano superior-Barremiano a la unidad inferior Oyón y Valanginiano inferior a medio a la unidad superior Chimú.

En los cuadrángulos estudiados, en conformidad con las proposiciones de Moulin (1989), correlacionamos el techo de la Formación Oyón con el miembro inferior

Foto Nº 10. Flanco izquierdo del río Cañete al N del caserío de Magdalena, cuadrángulo de Yauyos. Apretados sinclinales y anticlinales así como escasos niveles de cuarcita blanca.



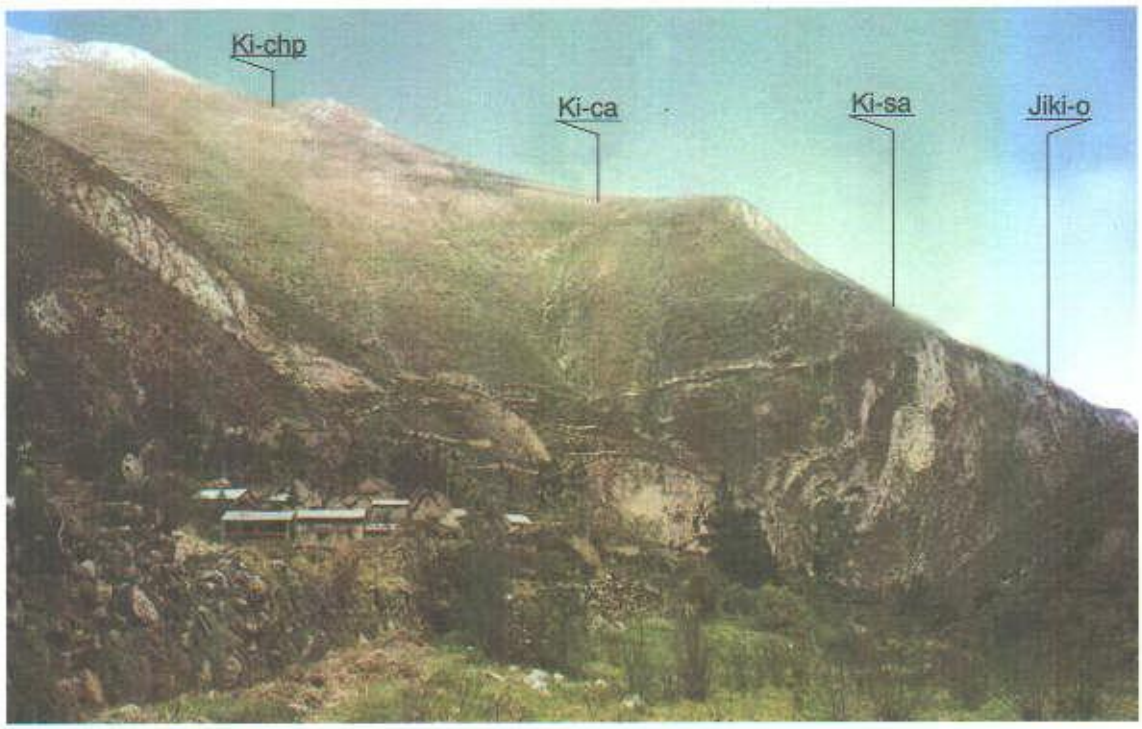


Foto Nº 11. Al S de Tintín flanco izquierdo del río Cañete (8639-411) afloramientos de la formación Oyón (Jski-o), Formación Santa (Ki-sa), Formación Carhuaz (Ki-ca) Formaciones Chulec Pariahuanca Ki-chp).

PAGINA EN BLANCO

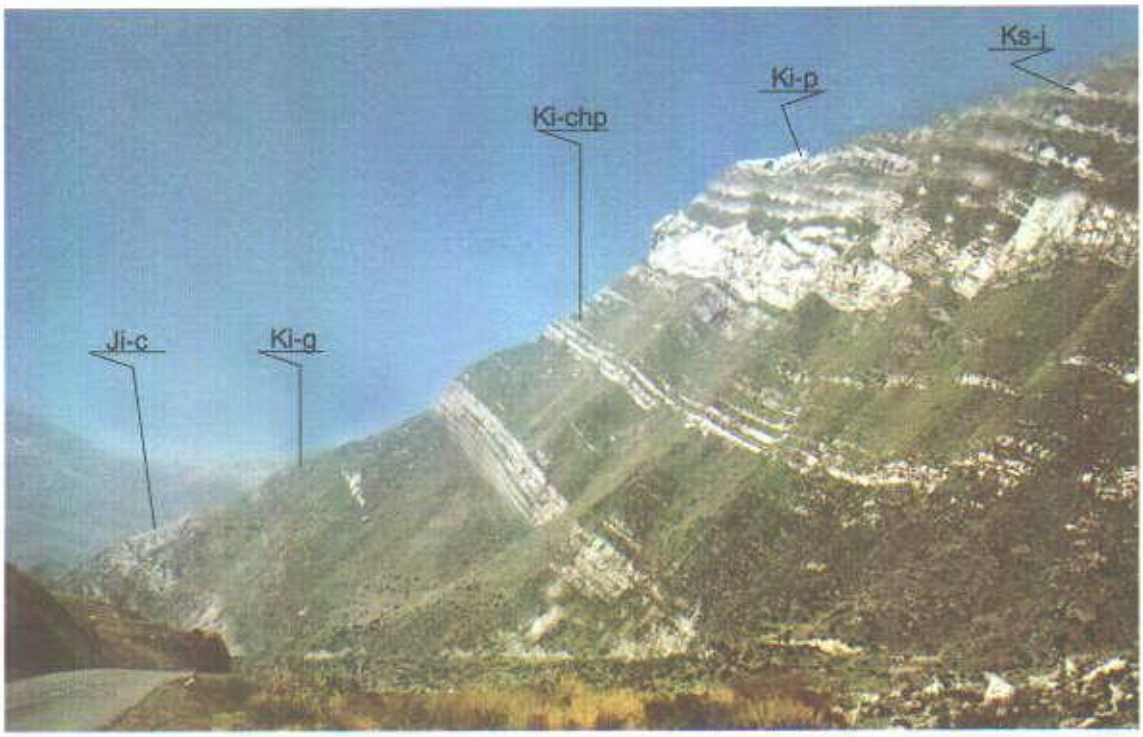


Foto Nº 12. Margen derecha del río Mantaro entre Llocllapampa y el desvío a Pachacayo muestra la secuencia sucesiva de las formaciones (Ji-c), Goyllarisquizga (Ki-g), Pariahuanca, Chulec (Ki-chp), Pariatambo (Ki-p), Jumasha (Ks-j).

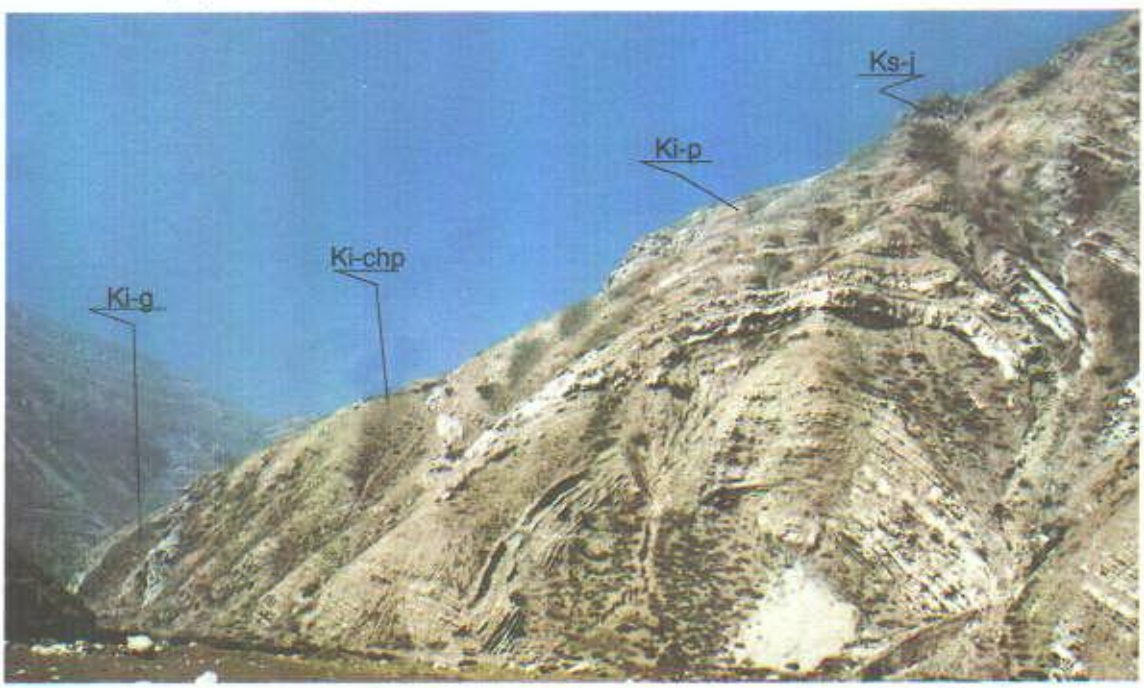


Foto Nº 13. Margen derecha del río Mantaro cerca de La Oroya (carretera La Oroya-Jauja) fallamiento entre la Formación Goyllarisquizga Ki-g) y Chulec-Pariahuanca replegados (Ki-chp), Formación Pariatambo (Ki-p), Formación Jumasha (Ks-j)

PAGINA EN BLANCO

de la Formación Goyllarisquisga de las Altiplanicies, y el conjunto de las formaciones Chimú, Santa y Carhuaz con el miembro superior de la misma formación (véase Figura N° 19 e infra).

Hacia el SO, el equivalente parcial de la Formación Oyón es la Formación Asia, y las areniscas limpias de la Formación Chimú se correlacionan con sus homólogas del Grupo Morro Solar (Salazar y Landa, 1993).

Formación Santa

Los carbonatos de la Formación Santa son una unidad-guía conspícua entre la areniscas Chimú y las areniscas, limolitas y lutitas Carhuaz, como se ve en la foto N° 11.

Miden unos 65 m en Baños, en el alto río Cañete, donde von Hillebrandt (1970) lo describe así: la formación principia con unos pocos bancos delgados de dolomías arenosas, seguidos por lutitas con delgadas intercalaciones arenosas, su parte central resalta en la topografía al constituir un crestón formado por 20 m de calizas y dolomías en bancos delgados en la base, que más arriba alcanzan un metro y se intercalan con margas. Remata con lutitas arenosas y areniscas calcáreas, que presentan estratificaciones cruzadas.

En sección delgada, las calizas y dolomías son micritas con peloides y algo de bioclastos; las dolomías son a menudo laminadas y la presencia de "birdeyes" es probable, lo que evoca una plataforma carbonatada con muy baja energía y poca profundidad.

En la proximidad de Laraos, en laguna Pamparca, Angeles (1987) atribuye a esta formación 110 m de calizas silíceas en paquetes de 2 a 10 m de grosor, separados por areniscas y limolitas.

Edad y correlación de la Formación Santa

El contenido fosilífero estudiado por von Hillebrandt (1970) incluye sólo foraminíferos entre ellos *Mayncella* n. sp., que indica el Neocomiano (hasta Aptiano?) y se encontró en los estratos basales.

Al atribuir esta unidad carbonatada a la Formación Santa, la correlacionamos con su homónima del lugar-tipo en el Callejón de Huaylas (Benavides, 1956), a la cual este autor atribuye una edad Valanginiana superior.

Formación Carhuaz

En la sección de Baños del Cañete (von Hillebrandt, 1970), la Formación Santa pasa progresivamente a la Formación Carhuaz al ser reemplazado el cemento calcáreo

de las areniscas del tope de la Formación Santa por el cemento arcilloso de la base de la Formación Carhuaz. En este lugar, la formación mide 450 m; los 330 m inferiores son mayormente areniscas arcósicas de color gris, blanco amarillento de grano fino en estratos delgados y bien conspícuos y definidos, en las limolitas dominan los colores gris y verdoso con algo de rojo. Las areniscas Carhuaz son finas y forman bancos con límites planos y laminaciones paralelas de baja energía y por lo general son de intemperismo fácil por lo que se puede ver siempre cubierto por suelos y vegetación como se ve en la foto N° 11. Los 120 m superiores de la formación son predominantemente limolíticos y de color rojo brillante, y constituyen un horizonte-guía para el mapeo, como ya lo señalamos.

Por lo general, no se reportó en la Formación Carhuaz la presencia de carbonatos. Sin embargo, en la sección cercana a Laraos ya aludida, la formación mide tan solo 240 m, Angeles (1987) notó, a 65 m encima de la base, un paquete de carbonatos y lechos de chert de 20 m, que incluye unos pocos bancos decimétricos formados por fragmentos imbricados de ostreideos e interpretados como tempestitas.

Edad y correlación de la Formación Carhuaz

La fauna fosilífera es escasa, los únicos restos fósiles encontrados son de *Paraglauconia e*n Baños del alto Cañete.

En base a su posición y a las correlaciones ya mencionadas, se asigna la Formación Carhuaz del cuadrángulo de Yauyos al Valanginiano superior-Aptiano. En el Callejón de Huaylas, V. Benavides (1956) encontró en ella *Valanginites broggi* del Valanginiano superior.

Otro punto digno de subrayar es la persistencia en largos trechos de la Cordillera Occidental en el tope de la Formación Carhuaz del horizonte-guía rojo o marrón de por lo menos 50 m de grosor, que fue descrito por V. Benavides (1956), Coney (1971), Cobbing (1973) y Myers (1974). Este último autor también reconoció este horizonte en el tope de la unidad lutítica A del Grupo Huayllapampa, la cual representa un equivalente eugeosinclinal del conjunto Santa-Carhuaz.

En el flanco andino al SO de Yauyos, este conjunto se correlaciona con la Formación Pamplona (Salazar y Landa, 1993).

C. EL TITONIANO(?)-APTIANO CLASTICO EN LAS ALTIPLANICIES

La Formación Goyllarisquizga

Para su descripción, se usó la parte del trabajo de Moulin (1989) relativa a la Formación Goyllarisquizga en el Perú Central.

Según el artículo clásico de Wilson (1963), la facies oriental del Grupo Goyllarisquisga se reduce en este caso a la formación homónima. Sin embargo, esta Forma-

ción Goyllariquizga de las Altiplanicies incluye de hecho una unidad superior que fue identificada por Moulin como la Formación Pariahuanca.

En la Formación Goyllarisquizga sensu stricto, ya separada de la Formación Pariahuanca, Moulin distingue un miembro inferior, compuesto esencialmente de limolitas y de areniscas de grano fino, y un miembro superior cuya base consiste en areniscas macizas, limpias, a menudo conglomerádicas, y forma un farallón seguido por una sucesión de depresiones limo-arenosas o limo-carbonosas y de crestones arenosos y conglomerádicos (Lám. II).

El estudio de Moulin está basado en el levantamiento parcial o total de columnas en 23 localidades ubicadas en la figura N° 20.

Discontinuidad basal. La discontinuidad basal de la formación es conspícua y extensa. Por lo general es una discordancia paralela y erosiva que sobreyace indistintamente a las formaciones Chaucha en la Cordillera Occidental y al Grupo Pucará (Fm. Condorsinga) en las Altiplanicies fotos N°s 12, 14. Localmente puede ser débilmente angular, como en el flanco SO del sinclinal de Chanchamina (Tarma), donde se observa encima de la Formación Condorsinga, estas discordancias, podrían estar relacionadas con el relleno de paleovalles de gran tamaño y de carácter local.

En varias localidades, las areniscas y/o conglomerados de la base de la Formación Goyllarisquizga rellenan cavidades cársticas, que testimonian la emersión y erosión de las formaciones del Jurásico y del Triásico. Moulin reporta la presencia de un paleocarst en el tope de la Formación Chaucha en Llocllapampa (La Oroya) y estima que en la localidad vecina de Sacacharina, los 25 m superiores de ésta han sido erosionados por disolución cárstica.

En algunos casos, según Moulin, fuertes cambios de grosor del miembro inferior de la Formación Goyllarisquizga tienen un carácter muy local y parecen debidos a la existencia de paleovalles que fueron rellenados. En el caso de Chichirraquina (Cerro de Pasco, Mégard, 1979), la combinación de un paleovalle y de una morfología cárstica puede explicar que la Formación Goyllarisquizga rellene una depresión que corta todo el Grupo Pucará, que mide 300 m en este lugar, alcanzando el Grupo Mitu subyacente.

En otros lugares, en Chaucha (Cordillera Occidental) por ejemplo, la formación descansa sin señales aparentes de erosión encima del último estrato de la Formación Chaucha (Moulin, 1989).

En conclusión, si bien no hay argumentos para una tectogénesis "nevadiana", como la postulada por Rüegg (1962), la discontinuidad basal de la Formación Goyllarisquisga fosiliza una extensa superficie de emersión y erosión que indica movimientos epirogenéticos pre-cretáceos y post-bajocianos (ver Mégard, 1979).

Miembro inferior.- Puede incluir conglomerados con cantos de caliza o de chert que tienen una extensión local y se ubican cerca a su base que provienen de las

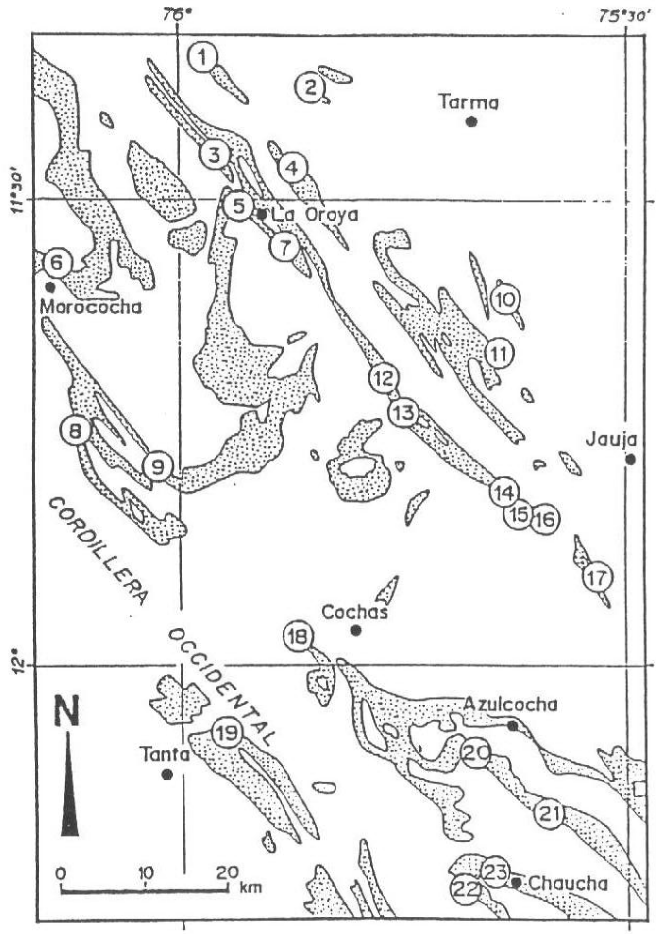


Fig. 20.- Mapa índice de las localidades estudiadas por Moulin (1989), corresponde a la Lámina II. La sección de Baños (localidad 19), fue estudiada por Von Hilldebrandt (1970)

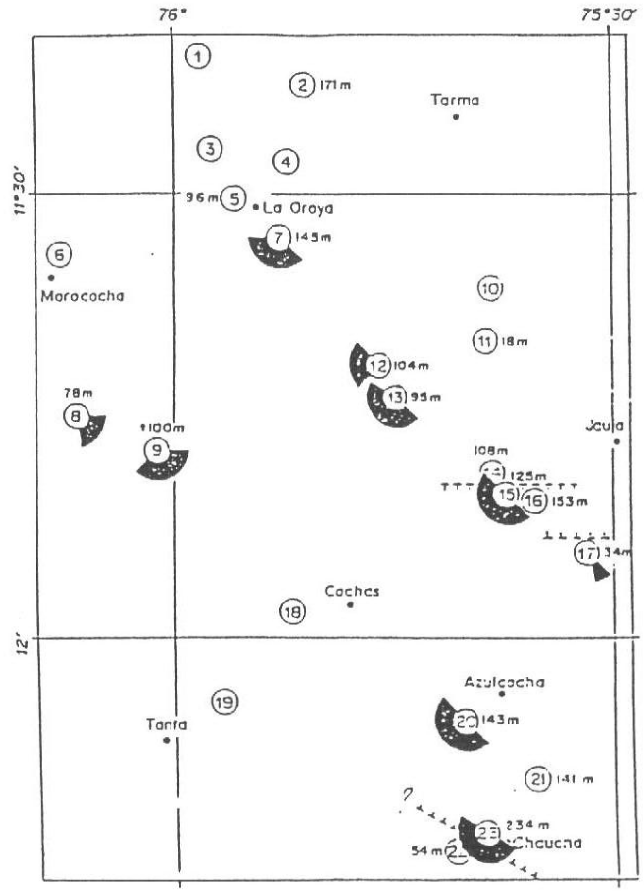


Fig. 21.-Espesores del miembro inferior de la Formación Goyllarisquizga y de direcciones de corriente con sentido preferencial (hacia el mar abierto). Según Moulin (1989), (localidades de la fig. 20). La bisectriz de los abanicos indica el sentido promedio de las corrientes. Las líneas interrumpidas localizan probables fallas normales sinsedimentarias que explican bruscas variaciones de grosor.

formaciones infrayacentes y pueden tener hasta 10 cm de longitud. Wilson (1963) menciona 300 m de conglomerados y arcosas al NE de La Oroya y Moulin (1989) describe 15 m de conglomerados en Pomacocha, en el cuadrángulo de Matucana,que está a unos 12 km al oeste del límite con el cuadrángulo de La Oroya (columna 8, Lám. II).

Estos conglomerados aparentan ser accidentales en columnas caracterizadas por areniscas de grano fino, limolitas y lutitas. Estas últimas son de color herrumbroso en la parte inferior y verdoso en la superior. Las areniscas son de color blanco o gris claro y presentan frecuentemente manchas de oxidación.

La figura N° 21, extraída de Moulin, da grosores que oscilan entre valores extremos de 18 m en Tajana (localidad 11 de la figura N° 20, La Oroya, al NE del río Mantaro) y 234 m en el flanco NE del sinclinal de Chaucha (Yauyos NE), pero por lo general varían entre 100 y 150 m.

Ambientes de sedimentación: El estudio detallado de 15 columnas realizado por Moulin (1989) en los cuadrángulos de La Oroya, Matucana en el lado este (localidades de Morococha, Pomacocha y San Cristóbal) y la mitad norte del cuadrángulo de Yauyos, muestran que el miembro inferior de la Formación Goyllarisquizga se depositó mayormente en planicies de inundación recorridas por canales en trensa; en su parte más alta, estos canales predominan y muestran a veces influencias marinas; asímismo aparecen barras de desembocadura. En la parte media de la columna de Llocllapampa (La Oroya, valle del río Mantaro) prevalecen condiciones estuarinas con numerosos indicios de corrientes de marea.

En los trabajos detallados de Moulin, inédito, reconoció secuencias de facies que definen los ambientes que acabamos de mencionar:

- *Planicies de inundación con depósitos de desbordamiento:* Las planicies corresponden a acumulaciones de limolitas y lutitas interrumpidas por algunas intercalaciones de areniscas finas debidas al desbordamiento de algún canal fluviátil.

- *Canales fluviátiles:* Corresponden a secuencias de facies que se desarrollan en areniscas finas a muy finas, alcanzan estratos granodecrecientes de 1 a 6 m de grosor. Su base rellena a menudo una superficie erosionada o entallada por los mismos canales. Las estructuras sedimentarias que se observan de abajo hacia arriba son laminaciones en cuchara, laminaciones horizontales de alta energía, ondulaciones de corriente y laminaciones planas de baja energía. En algunos casos, la presencia de cemento calcáreo en las areniscas está asociada a laminaciones en cuchara muy abiertas, sugiere una influencia marina en este ambiente de agua dulce.

- *Barras de desembocadura:* Aquí las secuencias de facies son granocrecientes, de 2 a 15 m de grosor; principian con limolitas y terminan con areniscas de grano fino, aunque también puedan consistir unicamente de areniscas. Las estructuras sedimentarias asociadas son, siempre de abajo hacia arriba, laminaciones horizontales de baja energía, laminaciones onduladas, ondulaciones de

olas, laminaciones horizontales de alta energía, laminaciones en cuchara muy abiertas. La presencia de cemento calcáreo en las areniscas y una microflora de ambiente marino litoral o estuarino (Rauscher in Moulin, 1989), así como la ocurrencia de escasos horizontes de tempestitas, indicaría que el ambiente era marino.

- *Barras y canales de marea*: Las barras de marea se reconocen por la abundancia de estratificaciones sigmoidales, y por ondulaciones de corriente que migran en el sentido opuesto. Esto se interpreta por la alternancia del flujo y del reflujo. Sobre los estratos con estratificaciones sigmoidales vienen por lo general areniscas con laminaciones planas de alta energía o con ondulaciones de corriente. Moulin observó también algunos canales de marea cavados en las barras que acabamos de mencionar, y rellenados luego por depósitos horizontales arenosos y arcillosos (Fig. N° 22). El piensa que estas barras y estos rellenos de canales de marea son del tipo que se observan en los estuarios. Aquí también el cemento de las areniscas es calcáreo

Direcciones de corriente: A pesar de una cierta dispersión debida a la influencia de las mareas que provocan la formación de corrientes de sentidos opuestos, se logra determinar la dirección predominante de las corrientes hacia el mar. La figura N° 21 resume los datos recogidos por Moulin: la dirección de transporte de los elementos clásticos del continente hacia el océano se hace del NE a SO, salvo en la parte este de Matucana donde se observa una dirección preferencial hacia el SE.

Tectónica sinsedimentaria: Numerosos diques clásticos subverticales documentan la licuefacción de horizontes arenosos aún sin cementar, en la columna de Llocllapampa (La Oroya), Moulin atribuye este fenómeno a fallas de dirección proxima a E-O que explicarían además los marcados cambios de grosor observados en el miembro inferior en este sector

Miembro superior (Lám. II).- Sus máximos grosores son del orden de 500 m y se observan en la parte NO del cuadrángulo de Yauyos. Allá, este miembro se presenta bajo el aspecto de crestones de arenisca maciza de 10 a 150 m de grosor, separados por depresiones limolíticas y carbonosas de 10 a 50 m Se logra diferenciar hasta 8 conjuntos formados de un paquete de horizontes limolíticos compresos asociado a un picacho de areniscas resistentes.

Por lo general, los picachos pueden ser seguidos por decenas de kilómetros con un grosor que varía poco. Sin embargo, al NE del río Mantaro en el cuadrángulo de La Oroya, este miembro es más delgado, este conjunto de areniscas pierden grosor y se amalgaman al desaparecer los intervalos limolíticos.

No se observa ningún paso lateral entre los sedimentos de grano más fino y las areniscas y el paso vertical de los primeros a los segundos es concordante pero brusco; un poco de erosión puede notarse en la base de las areniscas, esto se debería a la dinámica depositacional de las mismas

Al contrario, se nota siempre una costra oxidada en el tope de los paquetes arenosos, a la cual se añade a veces algo de erosión. En unos casos se observaron paleo-

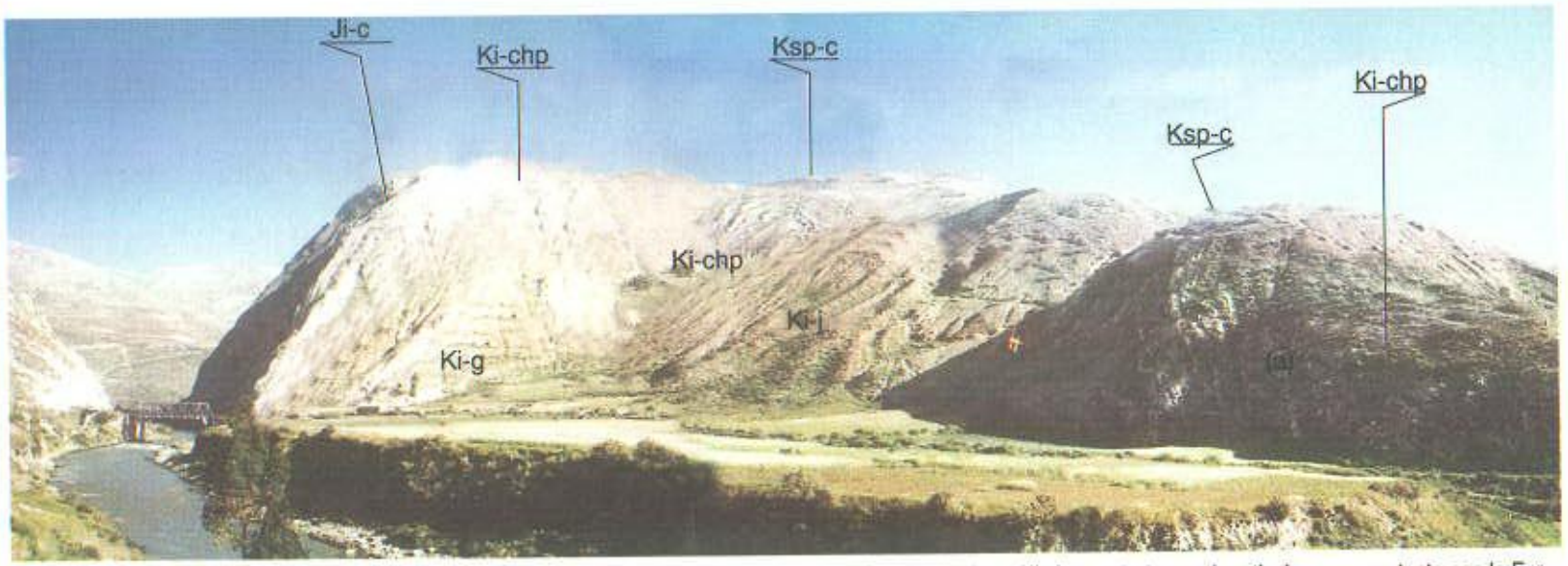


Foto Nº 14. Margen izquierda del río Mantaro (Puente Malpaso) muestra la Formación Condorsinga (Ji-c) en estratos casi verticales y en contacto con la Formación Goyllarisquizga (Ki-g). Nótese también a las formaciones Chulec-Pariahuanca (Ki-chp) en afloramiento aislado aparentemente en contacto con las calizas de la Formación Condorsinga (Ji-c), así mismo se puede ver la Formación Casapalca (KsP-c) yaciendo discordante e indistintamente sobre las Formaciones anteriores.

PAGINA EN BLANCO

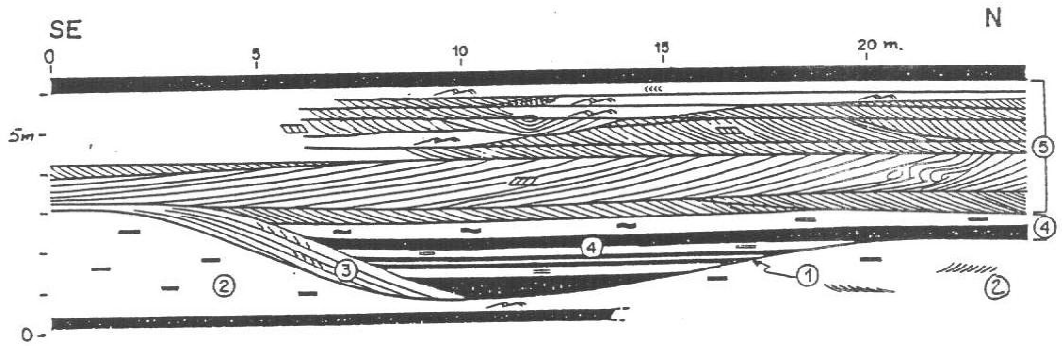


Fig. 22.- Croquis de un afloramiento situado en La Oroya, columna 7 de la Lámina II, entre 44 y 50 m de la base, según Moulin, (1989)

Un canal de marea (1) ha entallado depósitos de barra arenosa de la marea (2), luego este canal ha sido rellenado, primero por un "point bar", análogo a las que se observan en la convexidad de un meandro fluvial, y después por sedimentos horizontales lutáceos y arenosos (4), que infrayacen otra barra de la marea (5)

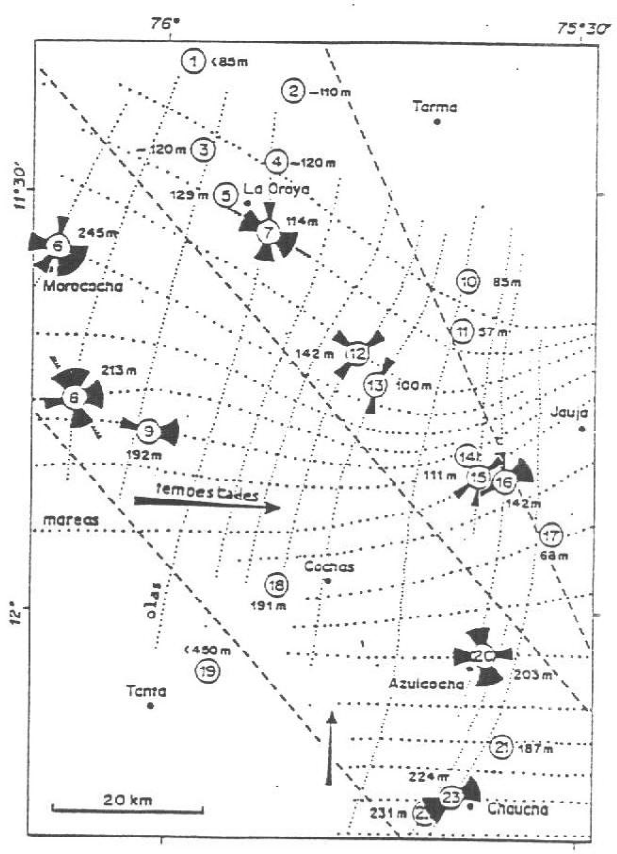


Fig. 23.- Espesores y direcciones de corriente de la Formación Pariahuanca. Según Moulin (1989), las tres líneas entrecortadas ubican aproximadamente las zonas de fuerte cambio de espesor, (localidadesde la fig. 20)

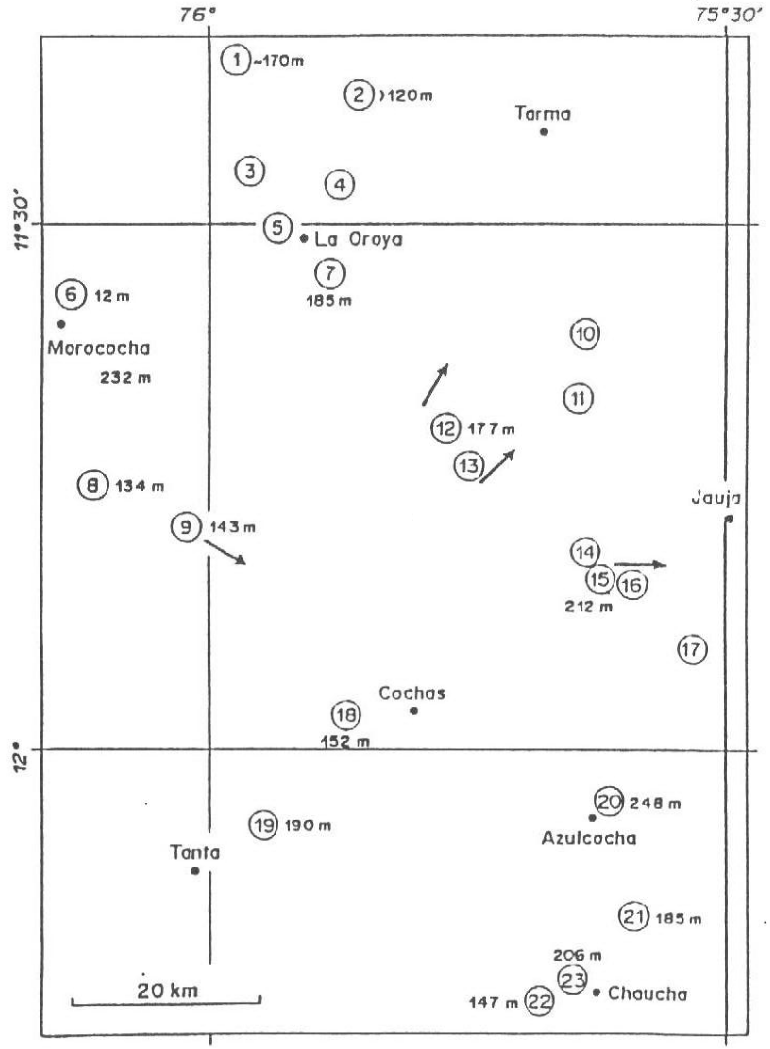


Fig. 24.- Espesores de la Formación Chúlec, según Moulin, 1989, las flechas indican las direcciones de progradación de las barras oolíticas costeras presentes en la parte basal de la formación

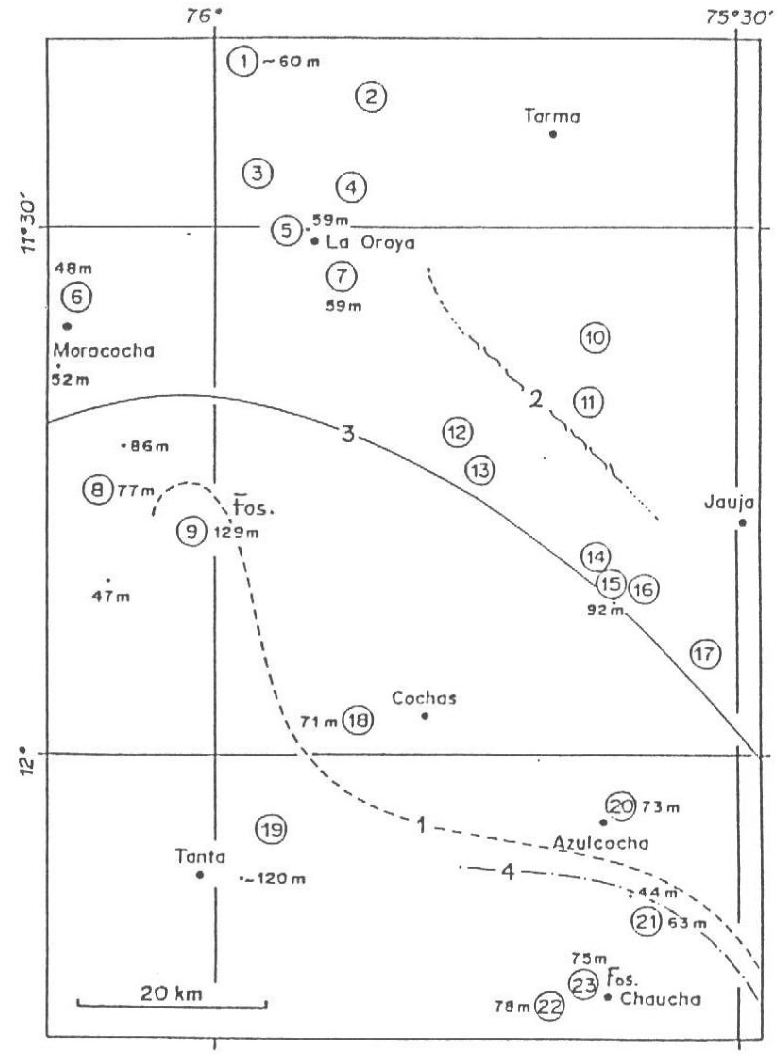


Fig. 25.- Espesores de la Formación Pariatambo, según Moulin (1989), modificado. Algunos datos provienen de Wilson (1963) y de Von Hilldebrandt (1970). Línea 1 : Límite N y E de la extensión de la facies de arcillas muy bituminosas. Línea 2: Límite SO de la extensión de las facies calcáreas margosa ocre rosado, NE de la facies bituminosa. Línea 3 y 4: Límites orientales aproximados de extensión en la facies con abundante chert (3) y de la presencia de yeso formado en ambiente profundo restringido. Fos= Fostafo

valles de extensión kilométrica y profundidad de hasta 40 m que pueden entallar la totalidad de un paquete arenoso, como se da el caso en Jatunhuasi (Yauyos), en el flanco NE del sinclinal de Chaucha.

Ambientes de sedimentación

-. ***Depósitos de sistemas anastomosados:*** Corresponden tanto al relleno de los valles erosionados en los paquetes arenosos como a los intervalos limosos y carbonosos. Los paleovalles cavados en las areniscas han sido por lo general rellenados también por sedimentos arenosos, pero estos últimos representan depósitos de espolones ("levees") que alternan con escasos horizontes limo-carbonosos y algunos pocos depósitos de canales.

Una vez rellenado el paleovalle, los primeros sistemas anastomosados arenosos se desactivaron y fueron sustituidos por sedimentos finos de planicie de inundación con escasos y delgados cuerpos arenosos lenticulares intercalados que presentan facies de levees y canales similares a los observados en el relleno de los paleovalles.

Estos dos tipos de sedimentación anastomosada pertenecen a un mismo sistema en el cual: i) en un primer tiempo, el sistema está restringido a los valles en los cuales se concentra todo el drenaje, ii) en un segundo tiempo, una vez rellenados los valles, las planicies de inundación se establecen en toda el área disponible; los canales son poco numerosos en tal forma que los depósitos arenosos que los rellenan se encuentran luego aislados entre grandes extensiones de depósitos finos de planicie.

Este sistema anastomosado único correspondería a una planicie deltáica, con una gradiente de pendiente débil, ubicada en la cercanía del mar, que está documentada por escasas areniscas costeras con ondulaciones de olas.

- ***Depósitos fluviátiles en trensa:*** corresponden a los paquetes arenosos macizos, enteramente conformados por areniscas cuarcíticas de grano medio a grueso que incluyen algunos horizontes conglomerádicos con restos de troncos silicificados. Forman cuerpos tabulares de gran continuidad lateral. En ellos se observan dos facies: una de canal con laminaciones en cuchara y escasos "overturns" y una de barras arenosas que se formaron entre los canales; estas barras tienen 0,5 a 2 m de altura y presentan laminaciones oblícuas planas.

Esta asociación de facies es típica en los sistemas fluviátiles en trensa que se desarrollan en un verdadero ambiente continental que tienen gradientes bastante elevadas.

Interpretación de las columnas (Lám. II)

El miembro superior aparece formado por la superposición de hasta 8 secuencias verticales de facies compuestas cada una de:

- Una superficie basal caracterizada por la oxidación, a veces con erosión parcial o total de los depósitos fluviátiles en trensa subyacentes,

- Un intervalo limo-carbonoso con lentes arenosos que corresponden a una sedimentación anastomosada de planicie deltáica, rellenados primero por los paleovalles y luego extiendida a toda la plataforma,

- Areniscas macizas con facies fluviátil en trensas

La repetición de este motivo hasta 8 veces se puede explicar por variaciones relativas del nivel del mar que resultarían a su vez de variaciones eustáticas y/o de subsidencia de origen tectónico o debida a la compacidad de los sedimentos.

Seguret y Moulin (1988) argumentan que los parámetros subsidencia tectónica o por compactibilidad varían poco en relación al parámetro eustatismo; este último predominaría y sus variaciones controlarían por ende la sedimentación del miembro superior.

-Direcciones de transporte: Al norte de la línea Morococha (columna 6, Lám. II)-Sacacharina (columna 17, Lám. II) estas direcciones son hacia el SO en todo el miembro superior pero están perturbadas en los sectores donde se observaron fallas normales contemporáneas a la sedimentación, como en Chacapalpa y Llocllapampa.

Para la parte inferior del miembro, al SO de esta línea el transporte se hace hacia el sur, para su parte media la hace al SE, y para la parte superior lo hace al SO. Se puede notar que en las partes inferiores y media se produjo una fuerte subsidencia en este sector SO de las Altiplanicies. Al desaparecer este fenómeno, la dirección regional SO volvió a imponerse en la parte superior.

-Tectónica sinsedimentaria: Como en el miembro inferior, aqui se observaron diques clásticos que se ubican en la base del paquete arenoso más alto.

Además en Chacapalpa, en el valle del río Mantaro (La Oroya), se ven capas de arenisca cubiertas por costras oxidadas afectadas por pequeños pliegues de entrenamiento que se moldean sobre pequeñas fallas normales. La extensión se hizo en dirección ENE-OSO.

Tanto en este lugar como en Llocllapampa, existen numerosas fallas normales con estrias "blandas", que demuestran que los sedimentos no estaban aún litificados cuando se produjo el fallamiento, se calcula una extensión NO-SE.

En estas mismas áreas, se notan fuertes variaciones de grosor del miembro superior en distancias horizontales del orden de algunos kilómetros, que se atribuyen al juego de fallas sinsedimentarias de mayor escala.

Edad y correlación de la Formación Goyllarisquizga

Por su intercalación entre las formaciones Chaucha y Pariahuanca, sabemos que la Formación Goyllarisquizga se depositó durante todo o parte del intervalo Bajociano superior-Aptiano superior.

El resto de plantas hallados cerca a Jatunhuasi (NE de Yauyos) son conocidos en el Málmico y el Neocomiano (Berry, 1922). Asímismo, la paleoflora de Chicche (Huancayo) solo determina una edad neocomiana, aparentemente también en el miembro superior (Villavicencio, 1987).

El estudio de esporas y pólenes recogidos de la base del miembro inferior hecho por Rauscher (en Moulin, 1989) determinan "una edad Jurásico superior (Titoniano) no puede ser excluida".

Razonando en base a correlaciones regionales, sabemos que un evento de significado continental tuvo lugar en el Cretáceo inferior: fué el inicio de la apertura del Atlántico Sur con el consiguiente levantamiento de gigantescos horsts en los dos bordes del rift inicial, que provocó a su turno la erosión de los cratones levantados de Brasil y de las Guayanas. Las arenas producto de esa erosión fueron transportadas hacia el Pacífico por amplios ríos y depositadas en ambientes continentales, salobres y marinos. Son típicamente areniscas cuarzosas, generalmente blancas o grises, del Grupo Morro Solar de la costa (Fernández Concha, 1958, Salazar y Landa, 1993), de la Formación Chimú de la cuenca occidental peruana (Wilsón, 1963) o de la Formación Cushabatay de la selva.

Estas últimas cerca a su base son datadas del Valanginiano inferior; Wilson y Reyes (1964) consideran que la Formación Chimú tiene una edad Valanginiana inferior a media y Wiedman (1980) opina que podría abarcar el Berriasíano superior.

Teniendo en cuenta el conjunto de estos datos y deducciones, parece lógico correlacionar las areniscas basales del miembro superior de la Formación Goyllarisquizga de las Altiplanicies con la Formación Chimú, y el resto del mismo con las formaciones Santa, Carhuaz y Farrat. En cuanto a las areniscas y limolitas del miembro inferior se les correlaciona con la Formación Oyón de Wilson (1963). Al miembro inferior se le atribuye por lo tanto una edad Titoniana a Berriasiana media, y al miembro superior una edad Berriasiana superior a Aptiana.

EL CRETACEO MARINO CARBONATADO DEL APTIANO SUPERIOR AL SANTONIANO

A fines del Aptiano, una sedimentación carbonatada marina empezó a sustituirse a la sedimentación detrítica esencialmente continental del tope de la Formación Goyllarisquizga. Esta transgresión se afianzó en el Albiano y el mar se mantuvo en el área hasta el Santoniano. Se depositaron durante este lapso las clásicas formaciones Pariahuanca, Chúlec, Pariatambo, Jumasha y Celendín, conocidas en la Cordillera Occidental y las Altiplanicies. No afloran en la Cordillera Oriental, probablemente no se depositaron o lo hicieron con un grosor reducido y en aguas someras como lo indica el cambio de facies registrado al NE por la Formación Pariatambo.

La cubierta de edad cretácea de la Cordillera Oriental, si es que existió, fue erosionada, así como gran parte de las rocas jurásicas, triásicas y del Paleozoico supe-

rior, antes que se depositaran las capas rojas continentales del Cretáceo terminal-Paleógeno, las que son discordantes al NE de la línea del alto río Mantaro.

Las diferencias de grosor y facies reportadas más al norte por Wilson entre una zona occidental y oriental separadas por la divisoria continental no se mantienen en el área estudiada a partir del Albiano.

Formación Pariahuanca

Se encuentra tanto en la Cordillera Occidental como en las Altiplanicies con grosores que se reducen hacia el NE, pero esta vez y a la diferencia de lo que sucede en la Formación Goyllarisquizga, el adelgazamiento es paulatino y no obedece los límites de las dos zonas estructurales.

Cordillera Occidental.- En la cercanía de Baños (alto Cañete, Yauyos, localidad 19 de la fig. N° 20, según von Hillebrandt, 1970) describe bajo el nombre de Formación Farrat-Pariahuanca a una sección litológica de 260 m de grosor, que la atribuimos integramente a la Formación Pariahuanca por su contenido calcáreo que crece paulatinamente de la base al tope.

La columna principia con un pequeño lecho de arenisca cuarzosa de grano grueso, que contrasta fuertemente con las limolitas rojas del tope de la Formación Carhuaz infrayacente. Luego vienen areniscas en bancos de 0,5 a 1 m con cemento calcáreo y a veces dolomitizado e intercalados con delgadas capas de margas arenosas y estratificaciones oblícuas.

A unos 50 m de la base se nota un banco de arenisca gruesa en restos fósiles, mayormente ostreideos, seguido por una lumaquela de 5 cm de grosor. Además, de ostreideos, contiene restos de briozoarios y eqinodermos que forman el núcleo de grandes oolitos.

Las areniscas que siguen se vuelven cada vez más calcáreas y en ellas se intercalan unas pocas calizas que más arriba se vuelven numerosas e intercaladas con margas. Estas calizas son por lo general oolíticas con un cemento micrítico esparítico y contienen intraclastos y bioclastos, formados estos últimos por restos de briozoarios, equinodermos, gastrópodos, pelecípodos y foraminíferos. También se observan señales de bioturbación y en el tope de algunos bancos restos de briozoarios in situ.

Los 100 m superiores de la formación son unicamente carbonatos y consisten en un 70% de calizas con un 30% de intercalaciones margosas.

En la Cordillera Occidental, es decir en la mitad SO del cuadrángulo de Yauyos, hemos usado las limolitas rojas del tope de la Formación Carhuaz como nivel-guía, y mapeado las formaciones suprayacientes Pariahuanca y Chúlec como una sola unidad, ya que son bastante parecidas en su litología y que el paso de una a la otra es transicional.

Altiplanicies (según Moulin, 1989).- En esta área, la Formación Pariahuanca corresponde por lo general a una depresión entre las crestas de arenisca cuarcítica del tope de la Formación Goyllarisquizga y los primeros bancos macizos de la Formación Chúlec. En ella van alternando areniscas calcáreas, calizas y margas, foto N° 13, como en la Cordillera Occidental, los aportes terrígenos van decreciendo hacia arriba.

Su base está constituida por la superficie de oxidación situada en el tope de la Formación Goyllarisquizga. Moulin ubica su límite superior en la superficie oxidada de un horizonte dolomítico (emergido) que presenta cavidades rellenas por brechas de disolución de origen cárstico, esta superficie se encuentra sellada por los primeros bancos macizos de la Formación Chúlec.

Los grosores varían entre 230 m, cerca a la Cordillera Occidental, y menos de 100 m al NE de las Altiplanicies, debido al cual los sedimentos calcáreos que se encuentran sobre las areniscas en el pasaje Marjasha (8717-431), sinclinal erosionado y de grosor delgado que ha reunido una fauna fosilífera compuesta de *Opis elunulas* GERHARD. *Exogira minos* COQUAND. *Astarte sp. Ostrea (*Lopha) *Scyphax* COQUAND. *Exogyra ponderosa* ROENER. *Pholadomya elongata* MUENSTER. *Liopistha molli* COQUAND. *Fylostoma cossoni* THOM & PER.

Fósiles de edad Albiano-Cenomaniano, considerando por ello a estas afloramientos como una formación indiferenciada Chúlec Jumasha.

Las 10 columnas estudiadas por Moulin se parecen bastante en litología a lo descrito von Hillebrandt en la Cordillera Occidental (véase supra). Las areniscas calcáreas, comunes en la base, se hacen cada vez a más escasas hacia el tope donde son reemplazadas por calizas a veces dolomitizadas. Las lutitas y limolitas se distribuyen irregularmente en toda la serie, 7 de estas 10 columnas figuran en la lámina III.

Ambientes de sedimentación: En las areniscas se vuelven a identificar, como en la Formación Goyllarisquizga, depósitos de barras de desembocadura, y de barras y canales de marea.

Sin embargo, los sedimentos litorales son los más frecuentes y en particular las secuencias granocrecientes con estructuras relacionadas a la acción de las olas, esto toma más fuerza cuando se sube en la secuencia. Su base consiste típicamente de lutitas y limolitas bioturbadas que pasan luego a areniscas de grano creciente. Las limolitas contienen lentes de areniscas muy finas con pequeñas ondulaciones de corriente, pero en las areniscas de grano más grueso predominan ondulaciones de olas cuyo tamaño va aumentando hacia arriba. También se reconocieron depósitos de ante-playa y de playa superpuestos a los anteriores.

Igualmente en los depósitos marinos carbonatados se identifican secuencias de facies de energía creciente en las cuales se pasa de lutitas calcáreas de plataforma bastante profunda, con globigerinas y restos de peces, a mudstones y wackestones encima de los cuales vienen packstones bioclásticos y luego grainstones oolíticos y bioclásticos en los cuales se desarrollan estratificaciones oblícuas de duna hidráulica.

Los restos de ostras y otros lamelibranquios son frecuentes. La presencia de "keystone vugs" y el tope de estos estratos pueden indicar una emersión.

En muchas de las secciones las calizas son dolomitizadas y cerca al tope se encuentran seudomorfosis según anhidrita y a veces laminaciones estromatolíticas y grietas de desecación. Estos son indicios de ambientes restringidos poco profundos o de emersión, como lo son también los paleocarsts ya señalados en el mismo tope de la formación.

Direcciones de corriente y tectónica sinsedimentaria: Los datos sobre las direcciones de corrientes, que varían entre N-S y SO-NE, y las corrientes de mareas, entre NO-SE y SO-NE, están resumidos en la figura N° 23, así como las direcciones de transporte registradas en las tempestitas.

Los escasos indicios de tectónica contemporánea de la sedimentación indican una extensión de dirección NE-SO.

Edad y correlación de la Formación Pariahuanca.- En el Perú septentrional, V. Benavides (1956) encontró fósiles que permiten asignar la Formación Pariahuanca al Albiano inferior, edad también adoptada por Wilson (1963).

El resto de fósiles colectados en la Formación Pariahuanca en los tres cuadrángulos no son diagnósticos, con la excepción de esporas y pólenes que indican el Aptiano superior-Albiano inferior (Rauscher in Moulin, 1989). Es la datación que adoptamos en este boletín.

La Formación Pariahuanca se correlaciona con la parte inferior del Grupo Imperial del flanco occidental andino y con la Formación Chilca, tal como las definieron Salazar y Landa (1993).

Formación Chúlec

Aflora en la Cordillera Occidental y las Altiplanicies, con grosores que a menudo son mayores en estas últimas, a pesar de tener las secciones una composición muy similar.

Litología. Reproduciremos la descripción de Moulin(1989), ilustrada por la lámina IV, según la cual la Formación Chúlec se compone de un cierto número de secuencias granocrecientes, que idealmente comprenden los siguientes elementos, de abajo hacia arriba:

- arcillas calcáreas de color gris oscuro y pátina gris claro, con fauna escasa y unicamente pelágica; se depositaron en un ambiente marino profundo, debajo del límite de acción de las tempestades,
- lodolitas calcáreas arcillosas grises con fauna pelágica e indicios de bioturbación, depositadas también en la profundidad 0,

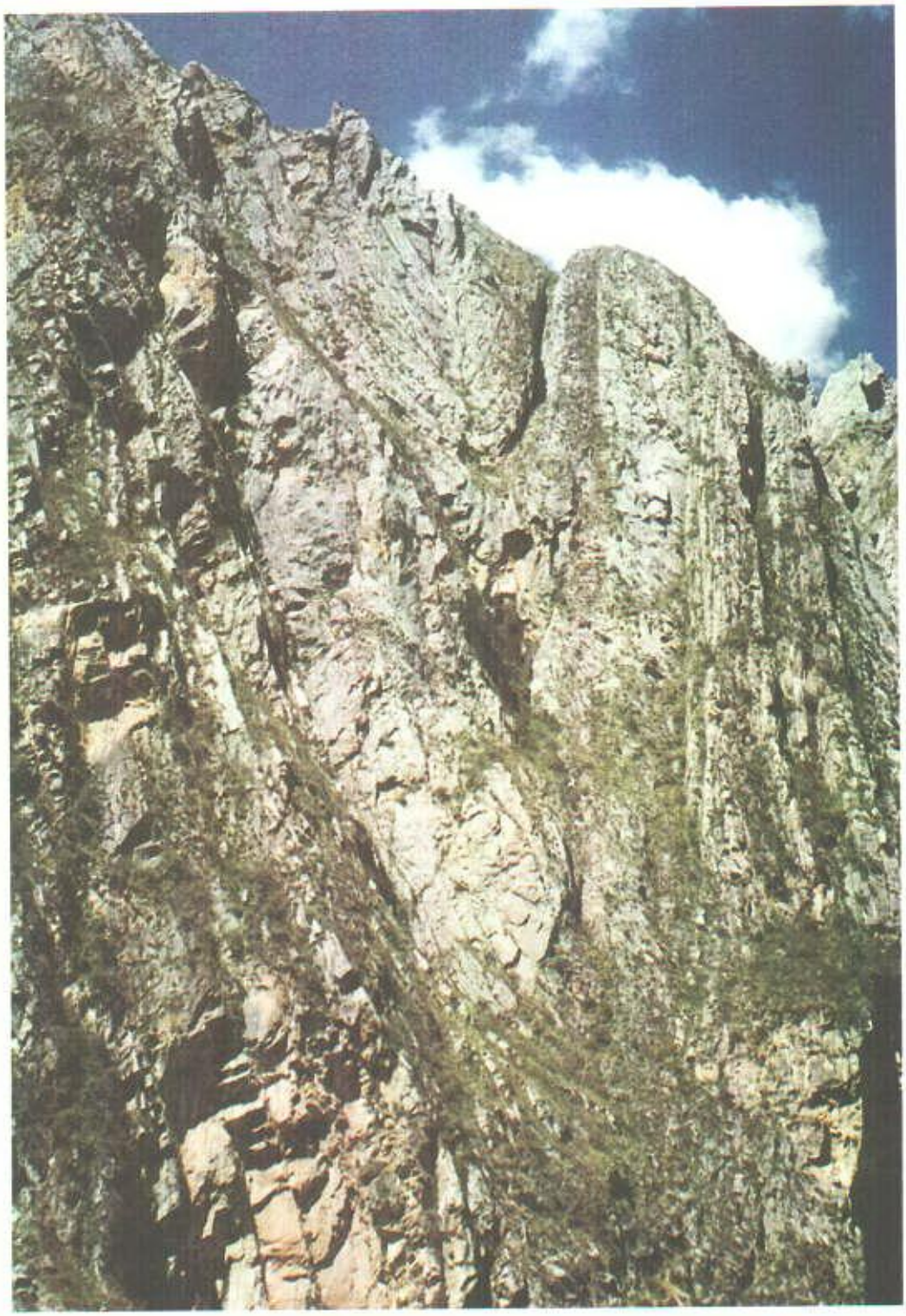


Foto Nº 15. Margen izquierda del río Alis C. de Yauyos sinclinal agùdo en la Formación Jumasha, intercalación de estratos gruesos y delgados.

PAGINA EN BLANCO

- limolitas calcáreas y wackstones bioturbados con fósiles pelágicos y bénticos, a menudo enteros; se notan algunos bioclastos; ya no se sedimentan las arcillas, pero la energía sigue siendo débil, y la sedimentación se hizo verosimilmente encima del nivel de acción de las tempestades y debajo del de las olas,

- packstones bioclásticos con algunos fósiles (enteros y rotos) bénticos (gastrópodos, equinodermos y ostras), a veces oolitos, que se ubicarían en la parte inferior del nivel sometido a la acción de las olas,

- grainstones oolíticos con bioclastos y algunos litoclastos; forman por lo general bancos gruesos de 1 a 4 m con grandes estratificaciones oblícuas planas; la energía correspondiente es elevada; se trata de barras formadas bajo la influencia de corrientes o en la zona de rompimiento de las olas.

En la sección de La Oroya, Moulin observó grainstones con numerosos "keystone-vugs" y huella de burbujas de aire entrampadas en el sedimento de playa.

La superposición de estas litofacies en el orden antes mencionado denota un medio en el cual la tasa de sedimentación es superior a la de subsidencia, a la escala temporal de la secuencia estudiada. Al superponerse otra secuencia similar, a menudo bruscamente, después de una interrupción en la sedimentación, se deduce que el nivel del agua ha subido en forma rápida por lo menos 50 m. Ya que las secuencias se correlacionan en áreas bastante ámplias, los sedimentólogos concluyen por lo general que el modelo eustático, postula variaciones cíclicas sinusoidales del nivel de los mares cada 14,000 a 400,000 años, se ha de preferir en este caso a un modelo que postularía ahondamientos a escala regional, relacionados con sacudidas tectónicas sucesivas.

El estudio detallado de Moulin muestra que la subida del mar se produce a veces en forma menos repentina, lo que se traduce por pequeñas secuencias granodecrecientes que suceden a las habituales secuencias granocrecientes

La figura N° 24 muestra que la variación de los grosores de la Formación Chúlec y la acumulación homogénea de sedimentos no refleja la división Cordillera Occidental-Altiplanicies.

Intercalaciones volcánicas han sido señaladas en la Formación Chúlec, pero se trata por lo general de sills. Sin embargo, en la esquina NO del cuadrángulo de Yauyos, cerca al caserío de Masho (8666x392), hemos obervado, intercalados en la Formación Chúlec, tanto un sill vacuolar básico de unos 30 m de grosor, con margen de enfriamiento brusco ("chilled margin"), como, 30 m más arriba en la serie, un derrame andesítico de 25 m con una base escoriácea cuyos vacíos fueron rellenados por lodos carbonatados, los cuales sellan también las grietas que afectan el tope de la misma colada. En el cuadrángulo de Matucana, 4,5 km al norte de Morococha, observamos también varias coladas así como tobas redepositadas tanto en la Formación Pariahuanca como en la Formación Chúlec. La más alta de las coladas consta de lavas en almohadillas; es un basalto en que muchos minerales han sido calcificados y que, según L. Aguirre Le Bert, ha sido afectado por un metamorfismo hidrotermal de carga.

Nos parece importante señalar la presencia de estas lavas albianas muy al este de las que son conocidas en la costa. Observamos también lavas cerca a la base de la Formación Chúlec en una posición aún más oriental, a lo largo de la carretera nueva Cerro de Pasco-Chicrín.

Las relaciones estratigráficas de esta formación así como su grosor se puede ver en la foto N° 13, a pesar del tectonismo intenso (fase peruana) su posición estratigráfica aún es resaltante su presencia formando pequeños afloramientos en el nucleo del sinclinal de la Formación Goyllarisquizga la prolongación de este núcleo se puede ver en la foto N° 14 en su extremo derecho (a).

Edad y correlación de la Formación Chúlec

Los únicos fósiles que fueron recolectados sistemáticamente y estudiados en fecha relativamente reciente son los de la sección del alto río Cañete de von Hillebrandt (1970); son:

amonites:

Protanisoceras cf. ***blancheti*** Pictet & Campiche
Desmoceras cf. *schlagintweiti* Somm
Parahoplites (?) sp.
Douvilleiceras sp.
Parengonoceras huasí Benavides
Parengonoceras guadaloupaeforme Somm
Knemiceras attenuatum cf. *gabbi* Hyatt
Brancoceras aegoceratoides Steinmann

bivalvos:

Nucula (?) *pongensis* Richards
Cucullaea gerhardti Olsson
Cucullaea brevis D'Orb.
Trigonia hondaana Lea
Trigonia tocaimaana Lea
Exogyra aguila Brongniart
Plicatula (?) sp.
Cardita sp.
Pinna sp.
Protocardia elongata Gerhardt
Liopistha gigantea Sow.

gastrópodos

Trochonerita (?) sp.
Ampullina (?) sp.
Harpagodes (?) sp.

equinodermos

Phymosoma texana Roemer
Holectypus plannatus numismalis Gabb
Heteraster peruanus Gabb

foraminíferos

Hemicyclamina n. sp.

Adicionalmente a la relación de los fósiles presentes se encuentra en el apéndice paleontológico que acompaña este boletín, tanto von Hillebrandt como V. Benavides (1956) consideran que los amonites son contemporáneo a los encontrados en la

zona de *Douvilleiceras mammillatum* de Europa, que ahora corresponde a la mitad superior del Albiano inferior, en base a las conclusiones del Coloquio de Lyon de 1963. La presencia de *Parahoplites* también aboga en este sentido.

La Formación Chúlec está ampliamente representada en todo el centro y norte del Perú. Hacia el SO, en el flanco andino, la Formación Chúlec se correlaciona con la parte superior Grupo Imperial carbonatado en la costa, con la parte superior de la Formación Chilca (Salazar y Landa, 1993).

Hacia el SE, en la zona de Abancay, la Formación Chúlec se correlaciona con la parte inferior de la Formación Ferrobamba, y en Arequipa con la parte inferior de la Formación Arcurquina y posiblemente la parte superior de la Formación Huambo infrayaciente (Jaillard, 1996).

Formación Pariatambo

Tiene la misma distribución que la Formación Chúlec. Es mucho más delgada (30 a 120 m) pero su color negro y el olor fétido de sus rocas en corte fresco hacen de ella un nivel-guía para el mapeo, fotos N°s 12 y 13.

El tope del último banco calcáreo de la Formación Chúlec registra una interrupción menor de la sedimentación, marcada por madrigueras y enseguida la batimetría cambia rápidamente en tal forma que la fauna béntica desaparece y es reemplazada por una fauna pelágica.

Como en el cuadrángulo de Huancayo, se puede diferenciar dos facies: una calcárea y bituminosa, que es la clásica, y una calcáreo-margoso-arenosa ocre y rosada que es más oriental. La tercera facies de capas rojas con yeso, reconocida en Huancayo, no se da en el área etudiada. Moulin (1989) reportó la presencia de yeso en Jatunhuasi y Chaucha (Yauyos), pero en asociación con rocas altamente bituminosas. La figura N° 25 da los grosores de la formación y la repartición de las facies.

Facies bituminosa. Contamos con la descripción detallada de Moulin (1989), ilustrada por la lámina IV. Según este autor, las litofacies que predominan son las siguientes:

Rocas de grano fino bituminosas o arcillo-calcáreo-bituminosas que contienen algunos amonites enteros, foraminíferos y numerosos restos de peces a veces parcialmente transformados en fosfato de calcio,

- Dolomitas claras poco a medianamente bituminosas ricas en amonites y foraminíferos (globigerinas),
- Dolomitas con cherts, muy frecuentes en la mitad superior de la formación; los cherts constituyen nódulos o lechos de silexita contínuos.

Intercalaciones de yeso de 10 a 30 cm de grosor pueden asociarse a las rocas de grano fino o a las dolomías claras. Escasos lentes fosfáticos acompañan a veces los horizontes más fosilíferos.

Se considera que la formación, en su facie bituminosa, se depositó en un ambiente anóxico, en aguas tranquilas y relativamente profundas, donde la poca circulación permitía que localmente se concentren salmueras, lo que explica la formación de yeso. Moulin relaciona este ambiente con la llegada a la plataforma de aguas oceánicas profundas pobres en oxígeno gracias al fenómeno de "upwelling", en el momento más marcado de la trangresión eustática del Albiano.

Facies calcáreo-margosa amarilla y rosada. Esta facies se presenta al NE del río Mantaro en el cuadrángulo de La Oroya, en las pampas altas ubicadas al SO de la carretera que une Tarma con Jauja.

La formación se presenta con alternancia de calizas y margas, las calizas son algo arenosas en estratos de 20 a 40 cm, su color varía de gris-beige a ocre claro y rosado, éste último color parece relacionado al intemperismo. Entre las calizas se intercalan tambien lechos margosos arenosos, de 5 a 10 cm de grosor y de color amarillo a rojo.

Las calizas todavia contienen materia orgánica, y tienen un olor fétido en corte fresco.

Son frecuentes los amonites silicificados, *Oxytropidoceras* en particular, y nódulos de cherts formados de capas concéntricas. También se observan madrigueras cuyo relleno ha sido silicificado.

Esta facies se depositó en condiciones menos profundas que la facies bituminosa, en un área sometida a aportes terrígenos, verosimilmente desde el "geanticlinal del Marañón".

El grosor estimado de la formación bajo esta facies es de 30 a 40 m.

Edad y correlación de la Formación Pariatambo

Para esta formación, contamos también con una lista de los fósiles recolectados por von Hillebrandt en el alto río Cañete (Yauyos), que son:

amonites (en toda la formación):
Oxytropidoceras carbonarium Gabb
Lyelliceras lyelli Leymerie
L. ulrichi Knechtel
bivalvos (en los bancos basales):
Astarte debilidens Gerhardt
Corbula peruana Gabb
Cardita subparallela Gerhardt
Corbula raimondi Gabb
Crassatella conservata Gerhardt
gastrópodos (en los bancos basales):

Talianopsis cf. *spinigera* Zekeli *Calliostoma* (?) sp.
Turitella raimondi Gabb

El autor concluye a la contemporaneidad de esta fauna con la de la zona de *"Hoplites" dentatus* y *Lyelliceras lyelli* que define la mitad inferior del Albiano medio.

El evento anóxico que causa la sedimentación bituminosa del principio del Albiano medio se extendió en los Andes del Perú Central y Norte, donde conserva el nombre de Formación Pariatambo, y en el NO del Perú, con la Formación Muerto. En el norte, al desplazarse en dirección NE, la Formación Pariatambo se transforma en una alternancia de margas y calizas de plataforma menos profunda que es la parte superior de la Formación Crisnejas, similar a lo que llamamos aquí "facies calcáreo-margosa amarilla y rosada".

Al SO del cuadrángulo de Yauyos, Salazar y Landa (1993) describen horizontes con *Oxytropidoceras* o amonites contemporáneos en la base de la Formación Huaranguillo de la parte superior del flanco andino y en la base del Grupo Quilmana de la parte inferior del flanco andino y de la costa.

Formación Jumasha

La Formación Jumasha se encuentra bien expuesta en la Cordillera Occidental y SO de las Altiplanicies. Es un paquete esencialmente calcáreo, resistente, de más de 400 m de grosor, que forma picachos y acantilados que contrastan con los relieves comprecionados de la Formación Pariatambo, infrayaciente, y Celendín, suprayaciente.

El límite inferior de la formación se ubica donde las dolomitas y arcillas bituminosas ricas en cherts de la Formación Pariatambo pasan, bruscamente pero sin interrupción de la sedimentación, a las calizas o dolomías macizas pobres en materia orgánica y en cherts que forman la base de la Formación Jumasha, seguido en su parte media por calizas en estratos delgados de color gris amarillento algo margoso, en la parte superior las calizas gris azulinas interstratifican en estratos delgados a gruesos, en la mayoría de los casos formando monoclinales; pero en el río Alis al sur de Tomas cuadrángulo de Yauyos se encuentra fuertemente replegado como aparece en la foto N° 15 en un sinclinal bien agudo.

En el norte del Perú (Cajamarca, Jaén), la organización en megasecuencias del paquete calcáreo y margoso equivalente, mucho más fosilífero ha sido reconocida al ser subdividido en los grupos Pulluicana y Quilquiñán y la Formación Cajamarca por V. Benavides en 1956. En base a las columnas estudiadas por Romani (1982), Nuñez del Prado (1989) y Jaillard (1986) en la Cordillera Occidental cerca de Oyón (10°30'S), y por von Hillebrandt (1970) en los cerros del alto río Cañete (Yauyos), una relación puede establecerse entre las grandes secuencias regresivas observadas en el centro del Perú de los grupos y formaciones definidos en el norte, a pesar de las diferencias del grosor de las series: alrededor de 1,500 m en la zona de Cajamarca, más de 1,300 m cerca de Oyón y 500 hasta 650 m más al sur.

En la zona del alto río Cañete, von Hillebrandt describió en la Formación Jumasha estratos que pueden ser agrupados en cuatro megasecuencias regresivas, estratocrecientes (Fig. N° 26), cuyo grosor va también creciendo (50 m, 60 m, 130 m y más de 150 m). Están compuestas en la base de calizas alternando con margas y en el tope de calizas más macizas. Von Hillebrandt considera que el conjunto de las tres primeras corresponde al Grupo Pulluicana y atribuye los 85 m de margas y calizas nodulosas de la parte inferior de la cuarta secuencia, muy ricas en microfauna, al Grupo Quilquiñán (Fm. Romirón). El conjunto calcáreo-margoso de la parte superior, que culmina en calizas macizas, correspondería a la Formación Cajamarca que contiene calizas muy ricas en gastrópodos (*Actaeonella* en particular).

En la sección medida por Mégard (1968) en el cuadrángulo de Huancayo cerca al límite con el cuadrángulo de Yauyos, la formación es predominantemente calcárea, pero el único paquete margoso reconocido, de unos 60 m de grosor, se ubica unos 215 m encima de la base, es decir en una posición similar a la de las margas "Romirón" descritas por von Hillebrandt unos 45 km más al este.

En los cuadrángulos de trabajo, no se hizo ningún estudio de las microfacies o de las estructuras sedimentarias. Se observó tan sólo la presencia de bancos ricos en restos de fósiles y la de calizas con pellets y oolitas. Dado las similitudes entre las secciones, resumiremos las conclusiones de Jaillard para la zona de Oyón (Fig. N° 26): desde la base de la Formación Jumasha se instala una plataforma tranquila y poco profunda sobre la cual se depositan cuatro grandes secuencias estratocrecientes. Las bases de las secuencias 2, 3 y 4 se señalan por horizontes margosos cuyo grosor va creciendo hacia arriba. Las calizas con soporte lodoso, mudstones y wackestones, predominan en toda la formación, con excepción de la parte media de la secuencia 4, donde se desarrollan grainstones constituidos de oolitas y fragmentos de fósiles, que testimonian de un ambiente de alta energía pero de corta duración. Por otra parte, se nota un ambiente emergente en la parte media de la secuencia 2.

Parece que los tres horizontes margosos reconocidos por von Hillebrandt (1970) pueden correlacionarse con los de la zona de Oyón (Fig.26).

Edad y correlación de la Formación Jumasha. Von Hillebrandt colectó los siguientes microfósiles en la mitad inferior de la secuencia margosa de la Formación Jumasha que el considera equivalente a la Formación Romirón de Cajamarca:

foraminíferos:

Haplophragmoides concavus Chapman
Textularia cf. *chapmani* Lalicker
Heterohelix cf. *washitensis* Tappan
Globigerinelloides bentonensis Morrow
Hedbergella washitensis Carsey
H. delrioensis Carsey
H. planispira Tappan

ostrácodos:

Brachycythere (?) sp.
Neocythere (?) sp.
Protocythere (?). sp.
Cytherella sp.
Cythereis, varias especies
Veenia sp.

El considera una edad probable del Cenomaniano superior para estos estratos, lo que corresponde con las dataciones de V. Benavides en Cajamarca en base a amonites (1956).

En el área estudiada, no hay nuevos argumentos paleontológicos para fijar la edad de la formación. Tomando en cuenta el *Coilopoceras* recogido por Romani en la cercanía de Oyón (1982), y los argumentos de superposición, consideramos que la Formación Jumasha tiene una edad comprendida entre el Albiano medio y el Turoniano. En partes del área estudiada, su base podria tener una edad albiana superior, basado en el amonite *Mortoniceras* aff. *inflatum* señalado por Mégard en la Formación Pariatambo en el cuadrángulo de Huancayo (1968).

Hacia el SO, la Formación Jumasha tiene equivalentes probables en la parte medianas y alta de la Formación Huaranguillo y del Grupo Quilmaná (Salazar y Landa, 1993).

Formación Celendín

Aflora en los mantos sobreescurridos y las escamas de la Cordillera Occidental, así como en la parte SO de las Altiplanicies (Yauyos y La Oroya). No es conocida al NE del río Mantaro (La Oroya), ni en las esquinas SE de los cuadrángulos de La Oroya y NE de Yauyos, donde probablemente ha sido erosionada antes de la sedimentación de las Capas Rojas que descansan en discordancia sobre formaciones cretáceas más antiguas o directamente sobre el Jurásico.

La Formación Celendín se reconoce en el campo por presentarse en afloramientos aislados en áreas cubiertas por suelos y vegetación.

Su grosor se evalúa en 50 m en el sinclinal de La Oroya-Consacc, 200 m en el sinclinal de Cachi (Yauyos) y hasta 400 m en el monoclinal que bordea al SO el anticlinal de Saturno (Yauyos).

Miembro inferior. En la base de la formación, directamente encima del último banco calcáreo macizo de color gris de la Formación Jumasha se observan frecuentemente horizontes de yeso asociados a veces con calizas, lutitas rojas a beige y hasta areniscas.

El grosor de este miembro inferior, cartografiado separadamente en algunas áreas, puede alcanzar 100 m.

En el cuadrángulo de La Oroya, el yeso de este miembro a veces es explotado, como en Chacapalca o en la margen izquierda del río Pachacayo como se puede ver en la foto N° 16 cerca a la hacienda homónima. En el cerro Monterriyocc al sur de Canchayllo (La Oroya, parte centro-sur), el yeso es de color rojo a morado lo que explicaría la presencia de numerosos embudos de disolución.

Esta serie yesífera facilita el despegamiento del miembro superior de la Formación Celendín, sea por gravedad como se nota encima de la estación ferrocarrilera de Pachacayo (La Oroya), sea por plegamiento disarmónico como en el sinclinal de Cachi (Qda. Sinhuas al oeste del cerro Caja Real, Yauyos), o en el flanco SO del anticlinal de Saturno, en la carretera que une Chaucha a Huacuipaccha.

Miembro superior. Su grosor es muy variable: 300 a 30 m, lo que se debe en gran parte a la erosión que precedió la sedimentación de las capas rojas suprayacientes. Este miembro está compuesto de rocas carbonatadas en estratos delgados, que son margas y calizas arcillosas, calizas y dolomitas. Las calizas forman nódulos en las margas o bancos delgados aislados. A menudo muestran una fina laminación que puede ser estromatolítica, y las lumaquelas de bivalvos son comunes.

Es frecuente observar en la mitad inferior de la formación un conjunto de calizas y margas oscuras de olor fétido. Una facies euxínica similar ha sido también notada en el norte del Perú, por ejemplo en el perfil del Pongo de Rentema, Jaillard (1987) opina que puede representar un evento anóxico oceánico ubicado en el límite Coniaciano-Santoniano.

En Marcapomacocha, en la sección del Cerro LLacsa (cuadrángulo de Ondores), Jacay (1994) describe la serie Celendín formada de lechos delgados de calizas y margas con numerosos horizontes bioclásticos, y nota en su parte más alta laminaciones de marea, pequeñas ondulaciones de corriente y grietas de desecación. El atribuye a una secuencia globalmente regresiva, que termina en un lecho con brechas intraformacionales cuyo tope es una costra oxidada.

Edad y correlación de la Formación Celendín

Los macrofósiles colectados en la Formación Celendín del área estudiada son bivalvos que forman lumaquelas y no tienen valor estratigráfico. Wilson (1963) reporta la presencia en el Perú Central de *Tissotia hedbergi* del Santoniano.

El informe inédito del Instituto Francés del Petróleo (in Mégard, 1979, Fig. N° 52 y 52A) proporciona una lista de microfósiles colectados en el tope de la formación en el sinclinal La Oroya-Consacc unos 8 km al sur de Canchayllo. Se trata de varias formas de miliolideos, de *Discorbis*, y de *Fallotia (Orbiculina) peruviana* Steinmann, que es una forma santoniana.

En base a estos datos y a correlaciones con la formación homónima del norte del Perú, consideramos la edad de la Formación Celendín del Perú Central como Coniaciano y Santoniano.

No se conocen equivalentes de la Formación Celendín entre Yauyos y la costa; es probable que esta zona fue la primera en emerger en el curso del Santoniano, lo que provocó la erosión de la parte superior del prisma sedimentario y volcánico cretáceo.

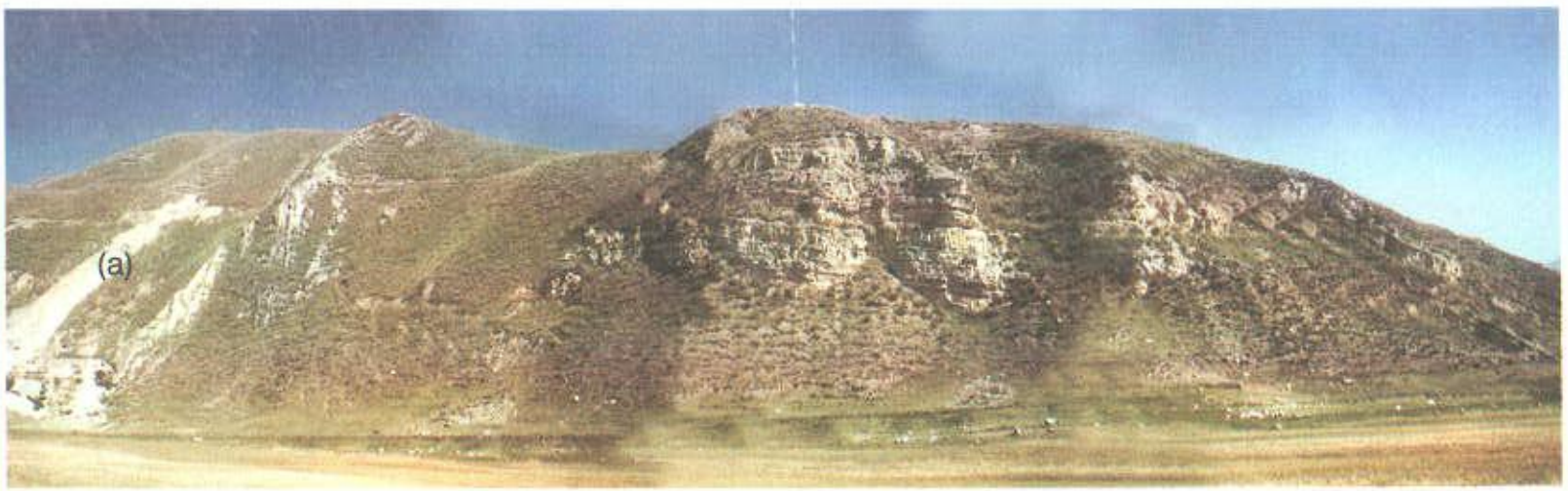


Foto Nº 16. Entre la quebrada fundición y el campamento de la hacienda Pachacayo, C. de La Oroya afloramiento de la Formación Celendín, en la parte central estratos, subhorizontales, flanco derecho fallado (sobre los estratos subhorizontales) con menor buzamiento que los estratos del flanco izquierdo, también se puede ver un estrato de yeso (a) en explotación.

PAGINA EN BLANCO

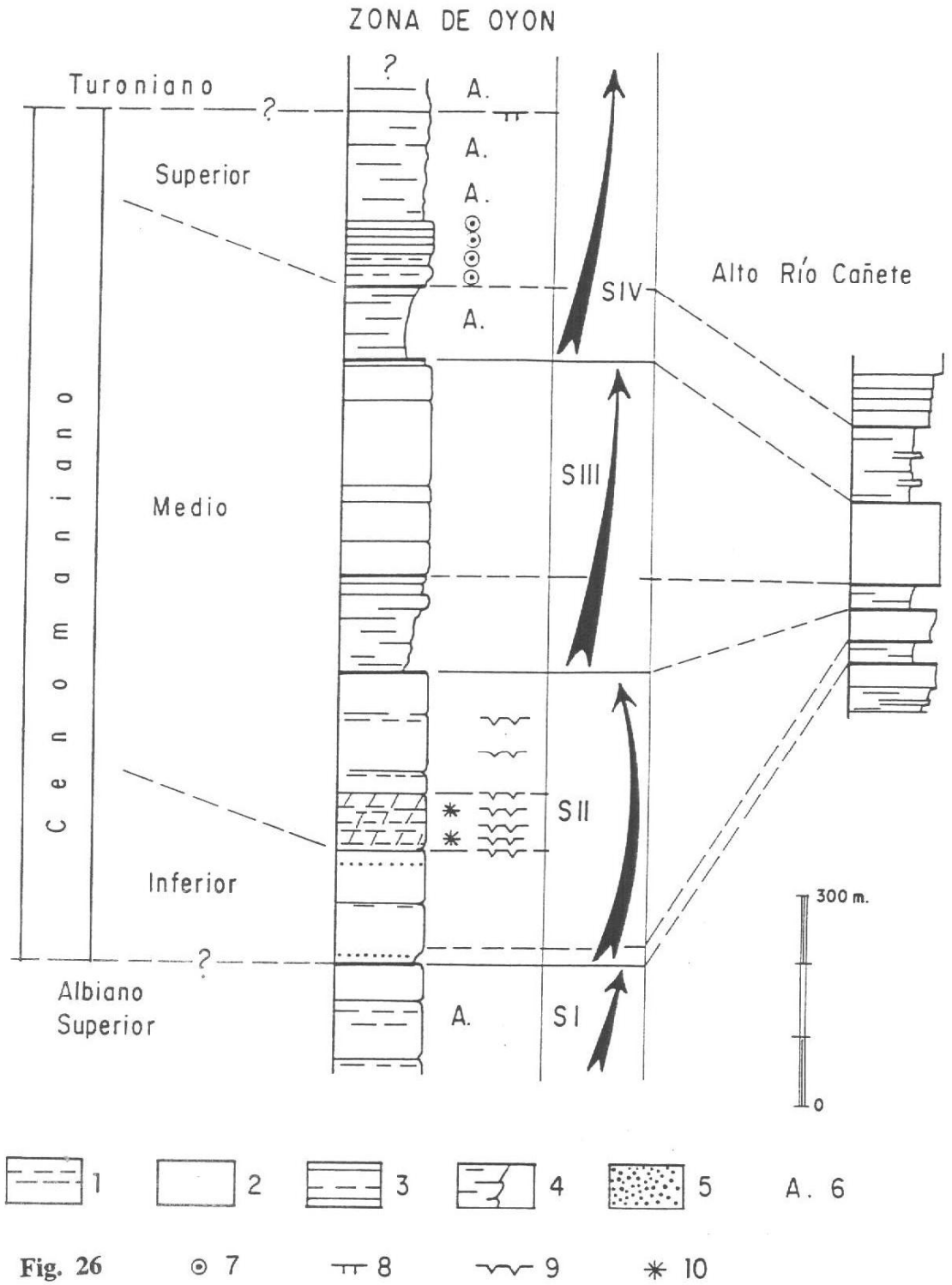


Fig. 26

Grandes secuencias de las columnas del alto río Cañete (Von Hillebrandt, 1970) y de la zona de Oyón (Jaillard 1986) 1_Calizas con chert, 2_Calizas macizas, 3_Calizas en bancos delgados, 4_Margas 5_Areniscas, 6_Sedimentos anóxicos, 7_Oolitas, 8_Superficies endurecidas, 9_Figuras de emersión, 10_Manifestaciones tectónicas sinsedimentarias.

LITOLOGIA

- Calizas
- Calizas arcillosas
- Calizas bituminosas
- Dolomitas
- Areniscas macizas
- Areniscas comunes
- Limolitas y lodolitas
- Lutitas

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

- Laminaciones en cucharra
- Laminaciones en cucharra plana
- Laminaciones oblicuas planas
- Overturn
- Laminaciones horizontales de alta energía
- Laminaciones horizontales de baja energía
- Laminaciones onduladas
- Ondulaciones de corriente
- Ondulaciones ascendentes
- Ondulaciones de olas
- herringbones
- hummocky cross-stratificación
- Estratificación sigmoidal
- Wavy bedding
- Microestratificación lenticular
- Base erosiva
- Base canalizada
- Slump
- Figuras de carga
- Escape de agua
- Dique clástico
- Falla normal sinsedimentaria
- Grietas de desecación

ESTRUCTURAS BIOLOGICAS

- Bioturbación
- Madriguera
- Perforaciones
- Laminaciones estromatolíticas

ESTRUCTURAS BIOQUIMICAS

- Carniolas
- Pseudomorfosis según yeso
- Pseudomorfosis según anhidrita
- Pseudomorfosis según dolomia
- Pirita
- Gc Glauconita
- Ph Fosfato
- Chert
- Superficie oxidada

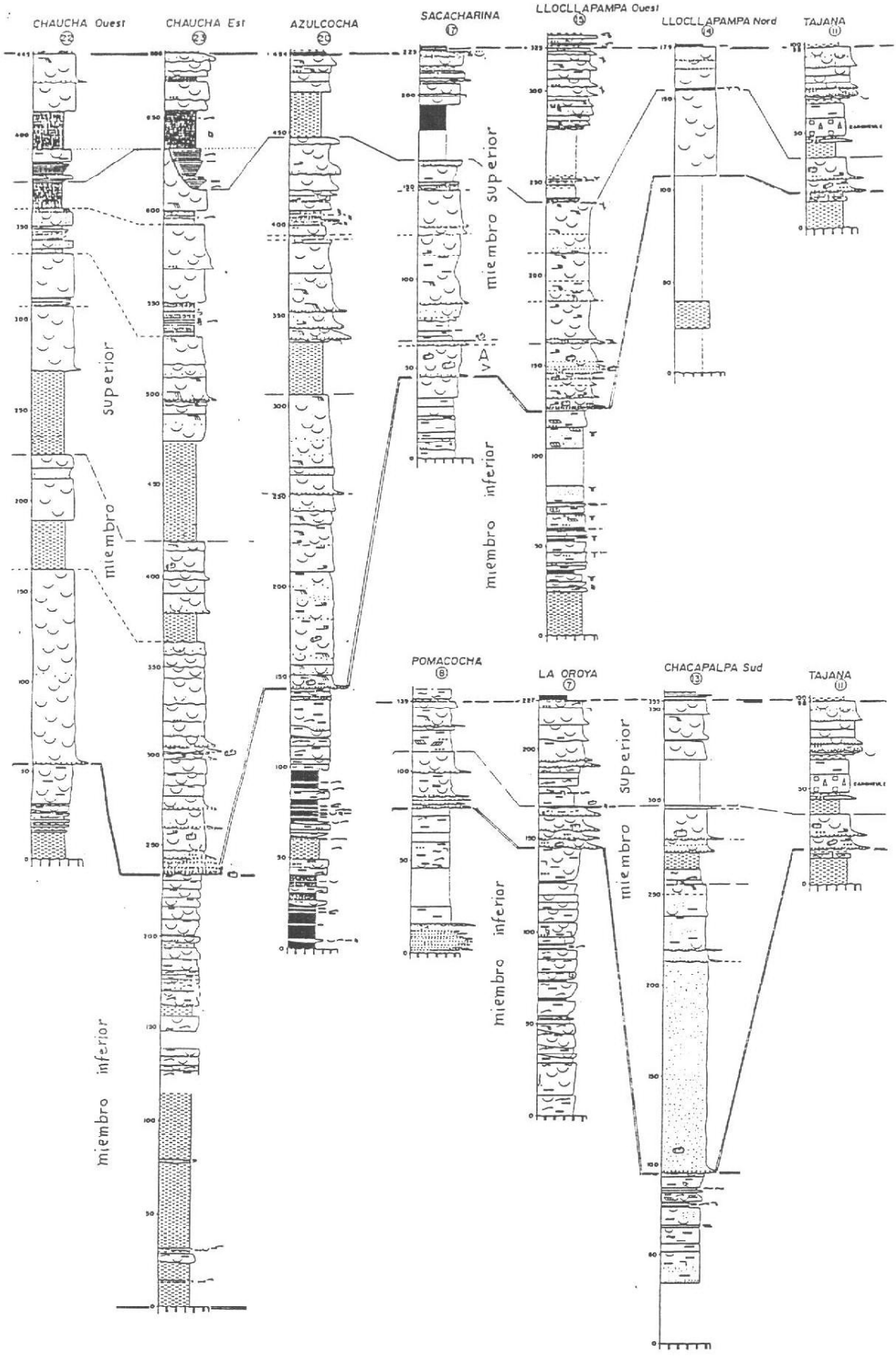
ELEMENTOS

- Cantos (conglomerados)
- Cantos blandos
- Brecha con cantos planos (desecación)
- Brecha de disolución
- Brecha tectónica sinsedimentaria
- Oolitos
- Oncolitos

FOSILES

- Fragmentos vegetales finos,carbón
- Tronco silicificado
- Fragmentos de peces (escamas,vertebras)
- Bioclastos
- Lamelibranquios
- Pectenes
- Ostras
- Gastrópodos
- Turritelas
- Equinodermos regulares
- Equinodermos irregulares
- Amonites
- Corales
- Foraminíferos bénticos

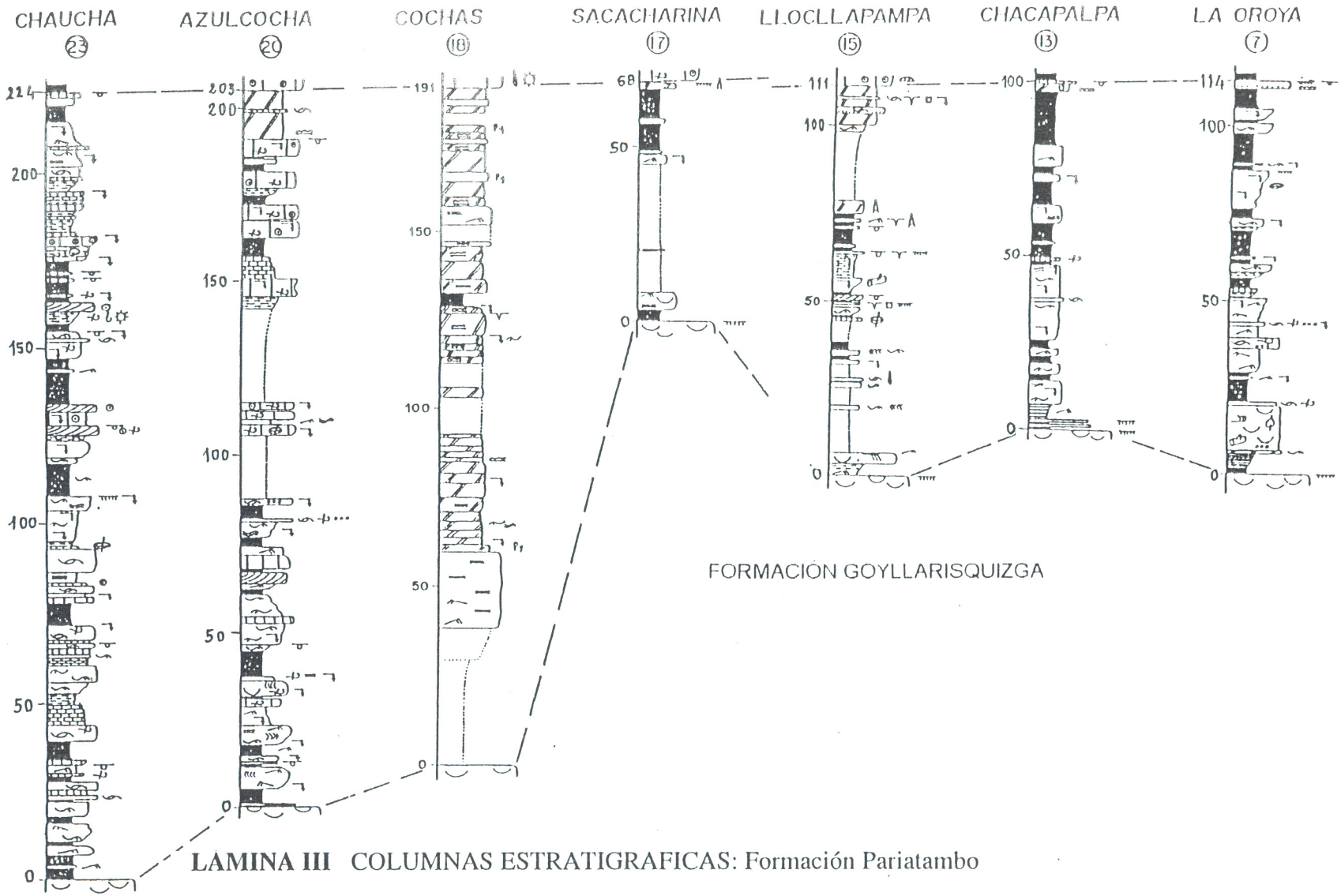
LAMINA I Leyenda para las láminas II, III , IV , V , VI , VII



LAMINA II COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS: Formación Goyllarisquizga

(Según Moulin, 1989)

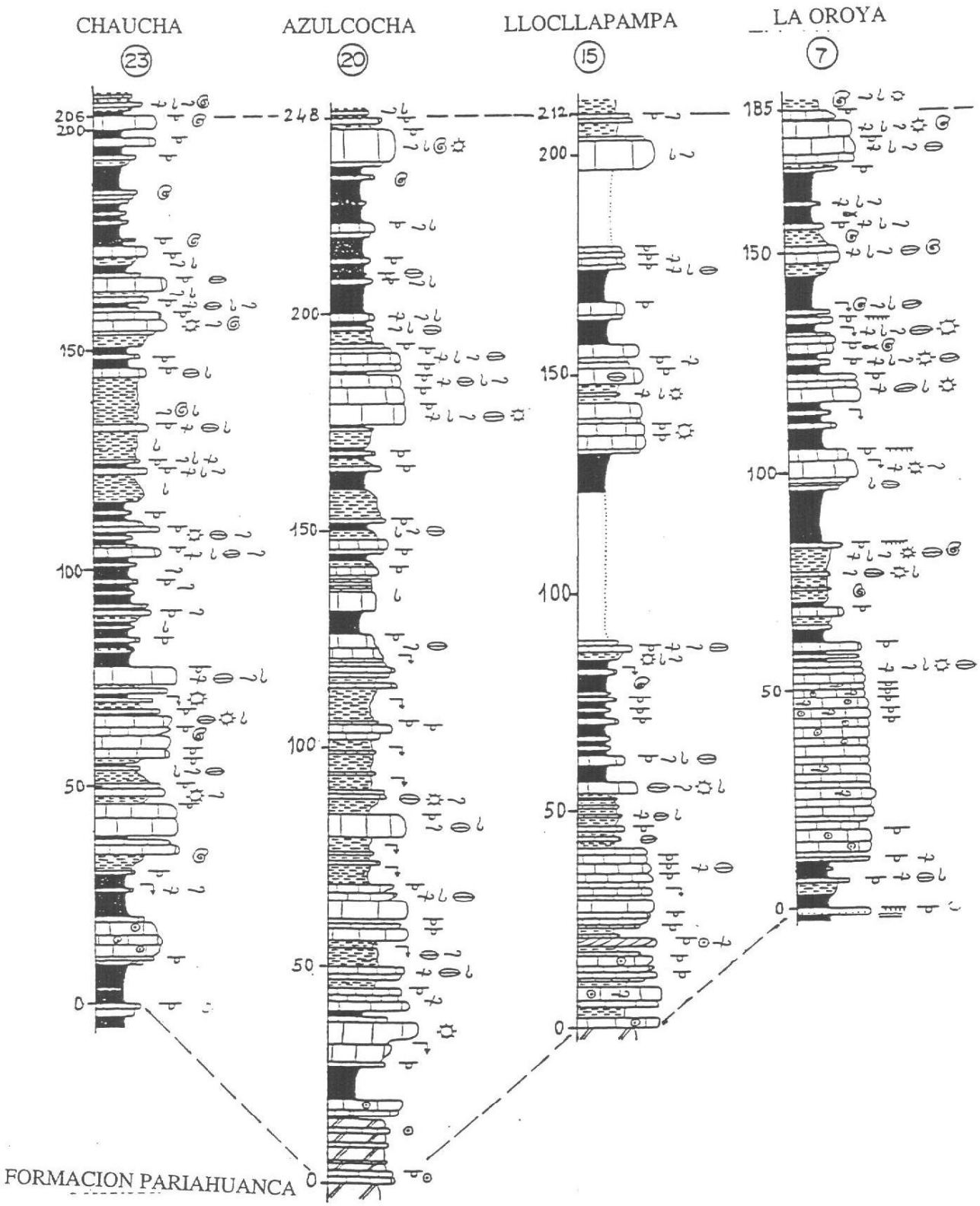
Localización: Figura 20). La horizontal es la base de la Formación Pariahuanca



LAMINA III COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS: Formación Pariatambo

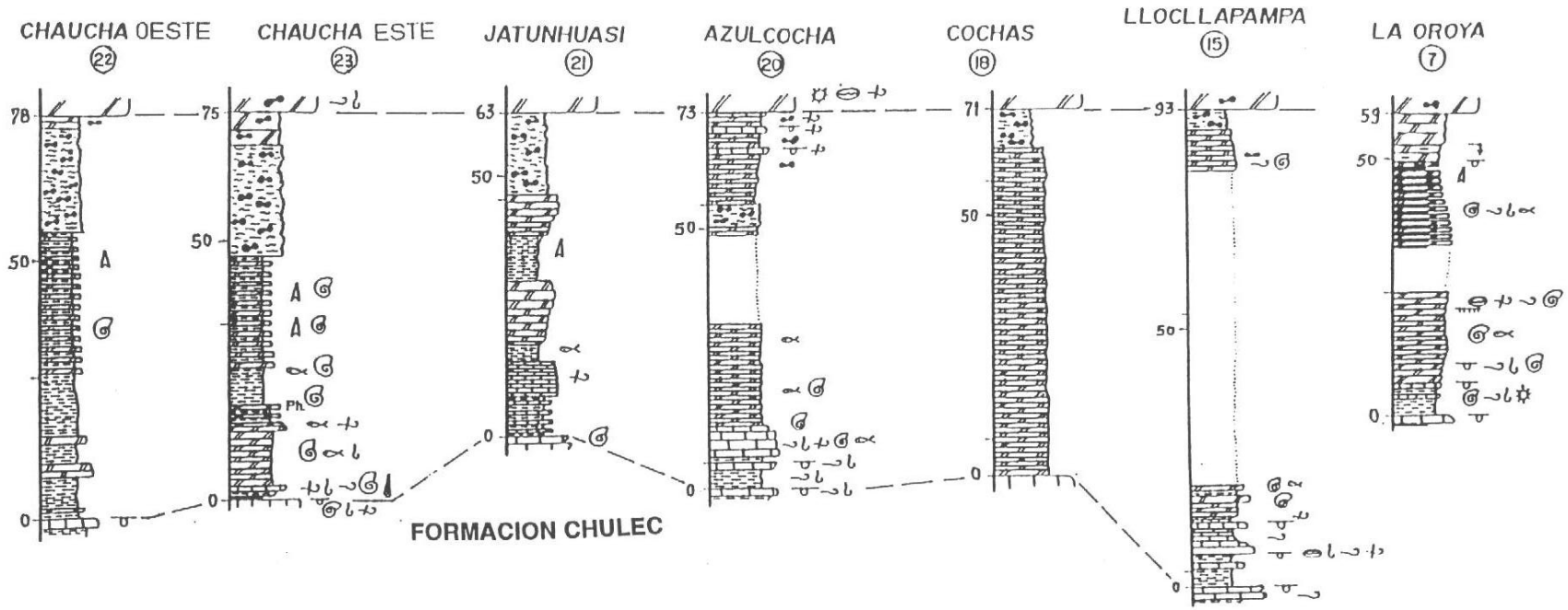
(Según Moulin, 1989)

La horizontal superior es la base de la Formación Chúlec



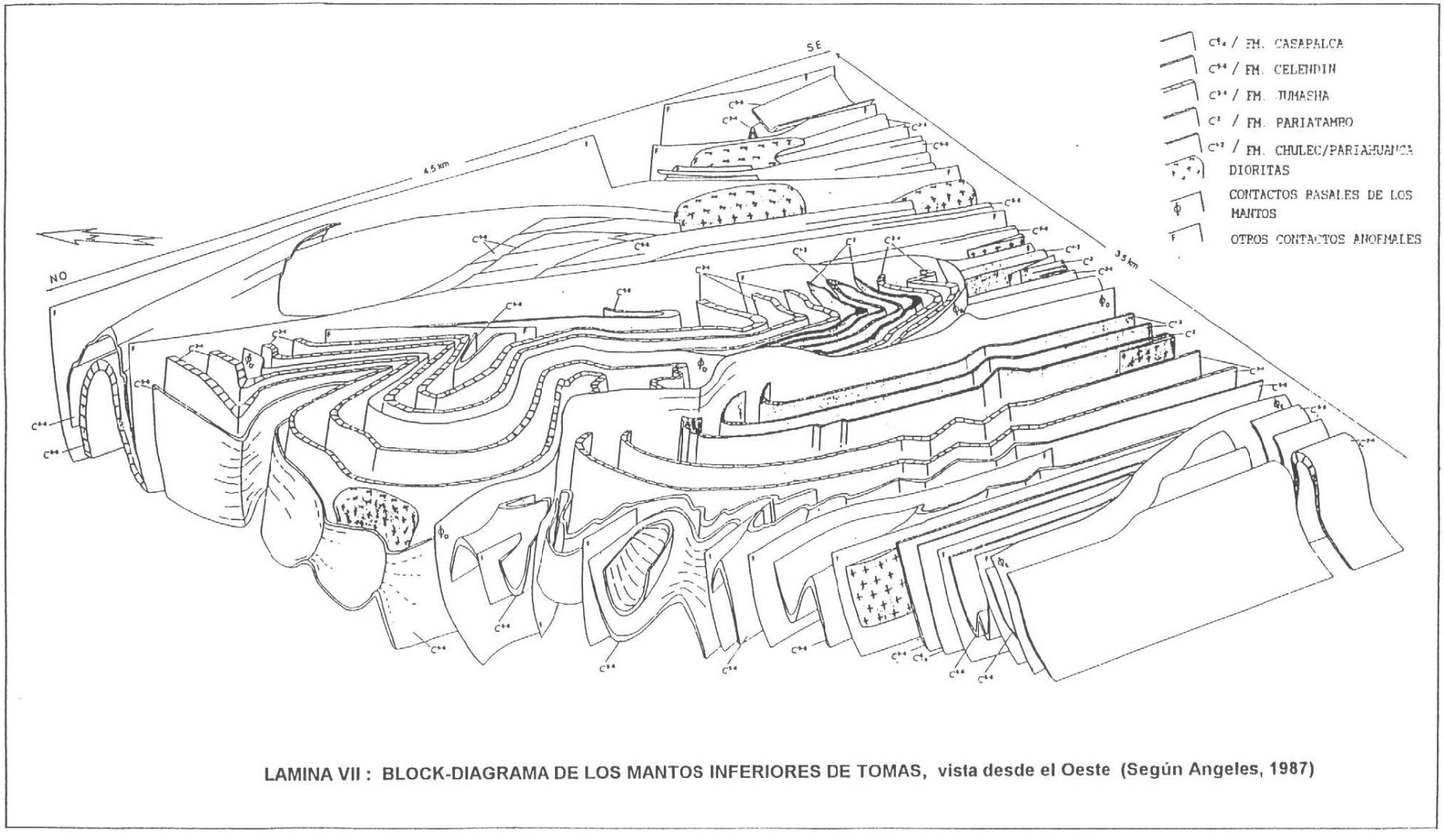
LAMINA IV COLUMNA ESTRATIGRAFICA: Formación Chúlec
(Según Moulin, 1989)

La horizontal superior es la base de la Formación Pariatambo



LAMINA V. COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS DE LA FORMACION PARIAHUANCA
Según Moulin, 1989

La Horizontal superior es la base de la Formación Jumasha



LAMINA VII : BLOCK-DIAGRAMA DE LOS MANTOS INFERIORES DE TOMAS, vista desde el Oeste (Según Angeles, 1987)

PAGINA EN BLANCO

EL CRETACEO TERMINAL-TERCIARIO INFERIOR

LAS CAPAS ROJAS

En la parte oriental de la Cordillera Occidental y en las Altiplanicies, molasas rojas continentales ocupan el centro de la mayor parte de los sinclinales. Se conocen también en unas pocas localidades de la Cordillera Oriental, en los cuadrángulos de Andamarca y Huanta. Son las capas rojas, también llamadas Formación Casapalca. Que tiene un significado esencialmente litológico, ya que tanto la base como el tope de la formación son diacrónicos.

La litología de la Formación Casapalca corresponde a una sedimentación rítmica molásica; está formada por lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados cuyo color rojo se debe a la presencia de hematita, pero también hay de tonos verdes, morados, rosados y blancos pero en menor proporción. Calizas lacustres, yeso y rocas volcánicas pueden intercalarse. En la parte superior de la formación, en las Altiplanicies son frecuentes los horizontes tobáceos que a veces alcanzan la zona subandina (Miembro 2 de la Formación Sol de Koch y Blissenbach, 1960). El grosor de la formación varía mucho debido a su diacronicidad y a la erosión que la afectó diferentemente según las áreas. Su grosor puede alcanzar 4,000 m en la parte SO de las Altiplanicies, como se ve en el sinclinal de Culec, unos 35 km al sur de La Oroya.

La Formación Casapalca está organizada en secuencias granodecrecientes de 1 a 5 m de grosor, cuya base es una superficie erosionada en sedimentos de grano fino de la secuencia infrayaciente, encima de la cual, tipicamente, vienen conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas. El análisis sedimentológico realizado por Jacay (1994), al SO de las Altiplanicies cerca a Marcapomacocha (Ondores), en la parte superior de la columna en Casapalca y dada la cercanía de estas localidades al área de estudio en este boletín, dicho análisis se reproduce en forma simplificada.

En la zona de Marcapomacocha, las capas rojas inferiores descansan sobre la Formación Celendín, estas capas corresponden a una sedimentación esencialmente margosa y arcillosa de planicie de inundación, con unos pocos canales que desbordan, depositando areniscas con laminación paralela horizontal. Al subir en la sección, las areniscas se hacen más frecuentes y muestran laminaciones en cuchara y cantos blandos en la base de los rellenos de canales.

En Casapalca, donde no aflora la base de la Formación Jacay estudió tres secuencias mayores de 115, 155 y 147 m. En la secuencia inferior predominan las areniscas que forman secuencias granodecrecientes menores; muestran laminaciones oblícuas cóncavas en cuchara, laminaciones horizontales y ondulaciones de corriente; representan una sedimentación fluviátil de canales anastomosados con pocas facies de planicies de inundación intercaladas.

La secuencia mediana, en su parte inferior (74 m), es también típica de un sistema fluviátil anastomosado, pero esta vez con un fuerte desarrollo de las planicies de inundación que se traduce por la abundancia de lutitas y lodolitas. En los 81 m superiores predominan areniscas que corresponden a un sistema fluviátil en trensa de más energía.

Con la secuencia superior se vuelve a un sistema anastomosado con planicie de inundación bien desarrollada.

En las tres secuencias las direcciones de corrientes son hacia el NE o el NNE. Jacay observó además discordancias progresivas que van abriéndose hacia el NE.

Nos parece que estos modelos interpretativos tienen un valor bastante general y pueden aplicarse a las secciones de capas rojas que estudiamos. Hicimos por otra parte algunas observaciones sobre los conglomerados presentes en la base de algunas secuencias. En los sinclinales al sur de La Oroya, los cantos están formados por rocas de la serie cretácea, provenientes de la Cordillera Occidental donde la erosión había alcanzado el Neocomiano arenoso. Más al NE, el material cambia y los cantos provienen de rocas antiguas de la Cordillera Oriental o de rocas de los macizos entonces emergidos de la parte NE de las Altiplanicies, donde afloraba no solo el Cretáceo sino también el Liásico (Fig. N° 29). Se tiene la impresión que la cuenca en la cual se depositaban las capas rojas era disimétrica, por lo menos en ciertas épocas, con un flanco SO más largo y tendido y un flanco NE más corto y más accidentado. Las pocas medidas de corrientes de J. Perriaux, a las cuales añadimos las de Jacay en Casapalca, no contradicen esta idea (Fig. N° 27). Otra observación sobre los conglomerados es la frecuencia de pátinas hematíticas, que indicarían un clima con alternancia de épocas secas y húmedas.

Edades y diacronismo.

Los principales datos paleontológicos y radiométricos relativos a la Formación Casapalca están contenidos en la figura N° 28.

Estos datos muestran que, el uso del término Formación Casapalca para las capas rojas en los cuadrángulos de La Oroya y Yauyos, sólo tiene valor litológico y no litoestratigráfico, dado que las secuencias son muy diacrónicas en distancias muy cortas.

En lo concerniente a la base de la Formación Casapalca, gracias a las faunas se demuestra que, en la parte SO de las Altiplanicies, por ejemplo en Marcapomacocha, la transición Celendín-Casapalca se hace en el Cretáceo terminal. Este resultado parece ser válido para la base de las capas rojas en todos los sinclinales de la parte NE de la Cordillera Occidental, ya que siempre están descansando en concordancia encima de una Formación Celendín de grosor normal.

Cuando se recorre las Altiplanicies hacia el NE, la situación cambia rápidamente así: en el sinclinal de La Oroya-Consacc, en Yanaotuto cerca a Canchayllo, faltan las capas de transición de la base de las capas rojas y la Formación Celendín tiene un miembro superior muy delgado y posiblemente incompleto.

En el flanco NE del mismo sinclinal, unos 10 km más al este, en los cerros de la margen derecha del río Mantaro, el contacto basal de las capas rojas corta oblicuamente todas las formaciones del Cretáceo llegando a rellenar depresiones cavadas en la Formación Condorsinga del Liásico con una discordancia angular y erosional muy

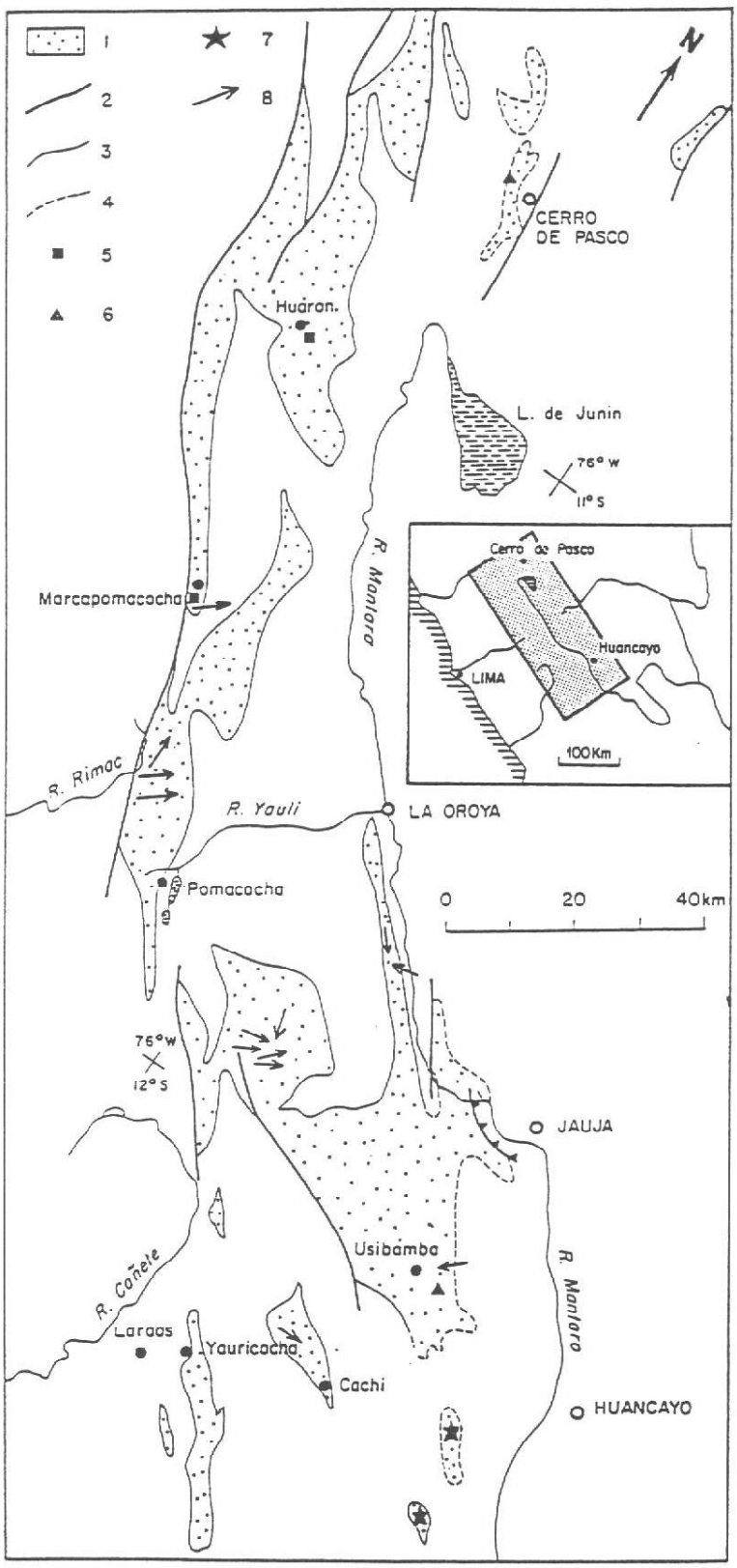


Fig. 27.- Litología y repartición de las capas rojas del Cretáceo terminal-Eoceno en la Cordillera Occidental y las Altiplanicies del Perú Central.

(1). Capas rojas (areniscas, conglomerados, lutitas y escasas intercalaciones calcáreas), (2) contactos fallados, (3) base de las capas rojas concordantes, (4) base de las capas rojas discordantes sobre estructuras fini-cretácicas, (5) yacimientos de microfauna marina, (6) yacimientos de charofitas, (7) ubicación de las intercalaciones volcánicas, (8) direcciones de paleocorrientes, incluye datos de Jacay (1994)

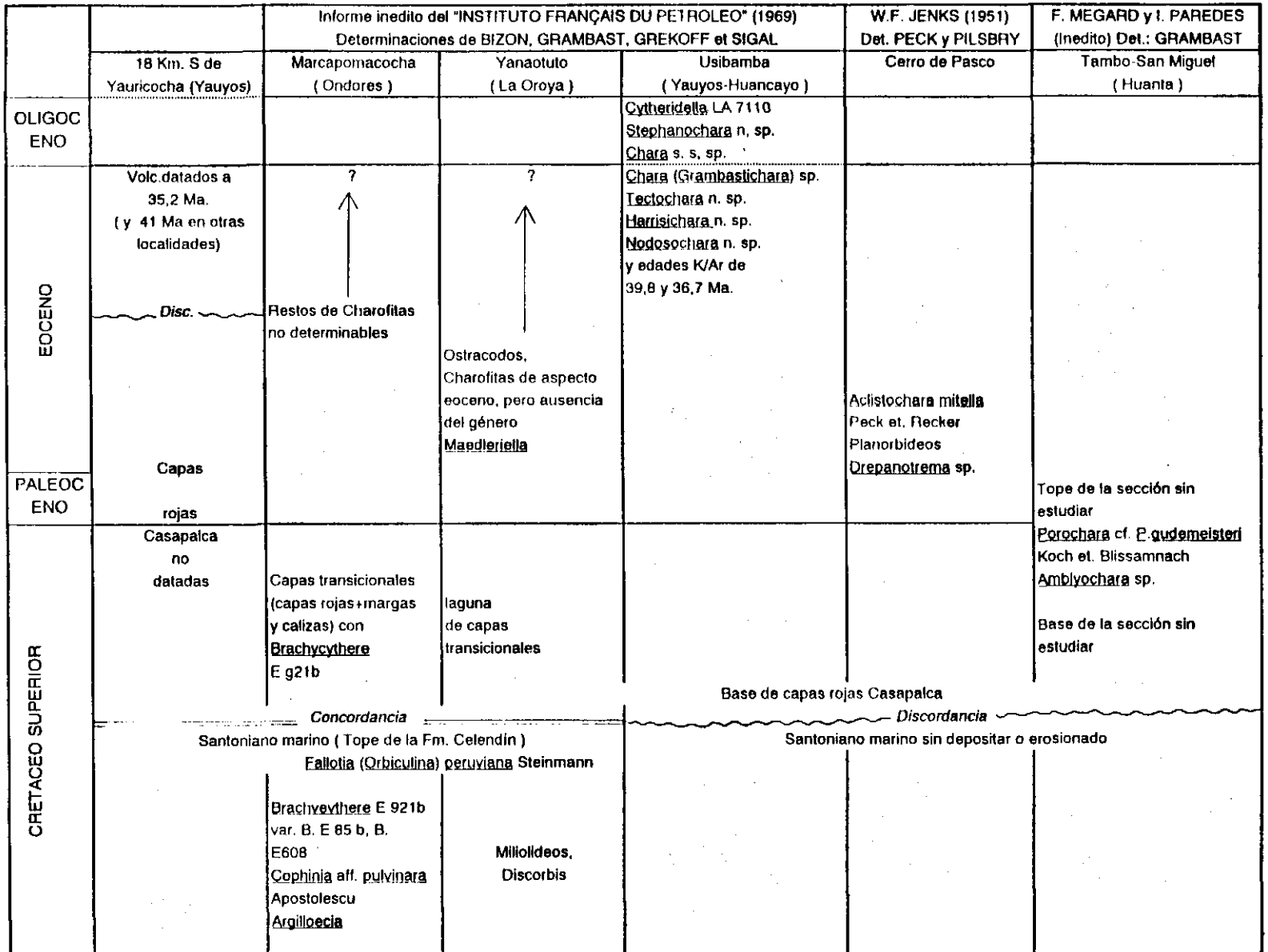


Fig. 28- Elementos de datación de las capas rojas Casapalca del Perú central. Según Megard (1979), modificado

nítida. Una relación similar se observa en la esquina SO del cuadrángulo de Jauja en el valle del río Jarpa.

Estas observaciones, a las cuales se suman las realizadas en el cuadrángulo de Huancayo, permiten definir une línea paleotectónica "alto río Mantaro-Huancavelica" al NE de la cual se extiende una área que fue plegada verosimilmente durante el Cretáceo terminal y erosionada antes que se depositasen las capas rojas.

Parece que esta área se extiende sobre una gran parte de la Cordillera Oriental del Perú Central, ya que en todo el sinclinorio de Ricrán se observa un Paleozoico superior sub-concordante con las series carbonatadas del Triásico-Liásico y plegado conjuntamente con ellas (cuadrángulo de Tarma, este boletín, y cuadrángulo de Jauja, Paredes, 1994), y más al NE, en el anticlinorio de Comas-Tambo, se conocen dos afloramientos de capas rojas discordantes encima de formaciones del Paleozoico superior en los cuadrángulos de Andamarca (Guevara, inédito) y Huanta (Mégard y Paredes, inédito); el último fue datado en parte del Cretáceo terminal (Fig. N° 28).

El diacronismo de la parte superior de la Formación Casapalca se demuestra fácilmente:

- En la Cordillera Occidental, unos 18 km al sur de Yauricocha (Yauyos), la formación está intensamente plegada en un sinclinal estrecho (Foto N° 17) con esquistosidad de plano axial, y cubierta en discordancia angular por los volcánicos Sacsaquero (Foto N° 18), que están débilmente plegados y son datados en este lugar en su base a 35,2±1,8 M.a., es decir de la parte superior del Eoceno. En los cuadrángulos de Tupe y Castrovirreyna, relaciones similares se observan entre las capas rojas y los volcánicos Tantará (Salazar y Landa, 1993), cuyas edades K/Ar varían entre 41 y 38 M.a. (Noble et al., 1979).

- En las Altiplanicies, cerca a Usibamba (esquina NE del cuadrángulo de Yauyos), carofitas del Eoceno superior-Oligoceno inferior (aproximadamente 35 a 28 M.a.) han sido encontradas en las capas rojas, en las cuales no se observa ninguna discordancia marcada; además, en horizontes tobáceos intercalados, se determinaron edades K/Ar de 39,8 y 36,7 M.a.(Eoceno superior).

Esto significa que, mientras se producía el plegamiento y erosión de unas capas rojas Casapalca en la Cordillera Occidental, y se emplazaban encima los volcánicos Tantará, otras capas rojas Casapalca seguían depositándose sin interrupción unos 50 km más al NE.

LA CUBIERTA VOLCANICA PALEOGENO NEOGENO

La cubierta volcánica Paleógena está ausente en los cuadrángulos de Tarma y La Oroya. Ocupa áreas poco extensas en las Altiplanicies, principalmente en las partes SE del cuadrángulo de La Oroya y NE del cuadrángulo de Yauyos.

Esta cubierta volcánica alcanza su mayor desarrollo en la Cordillera Occidental. En la parte meridional del cuadrángulo de Yauyos, presenta la terminación Norte de

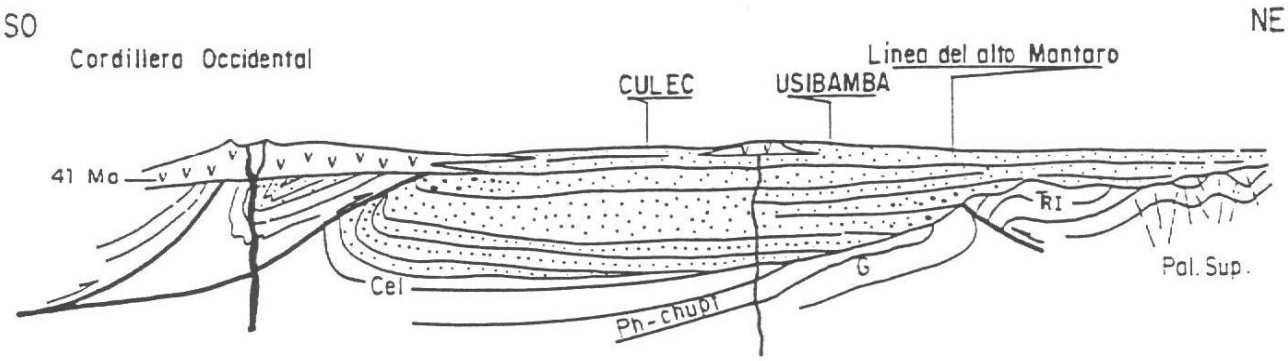


Fig. 29

Esquema paleotectónico alrededor de 36 Ma. (Eoceno superior). Las capas rojas están identificadas por la trama de puntos. Nótese las discordancias progresivas a lo largo del cabalgamiento frontal de la Cordillera Occidental, que son producto de una compresión que culmina con la fase incaica, anterior a 41 Ma.

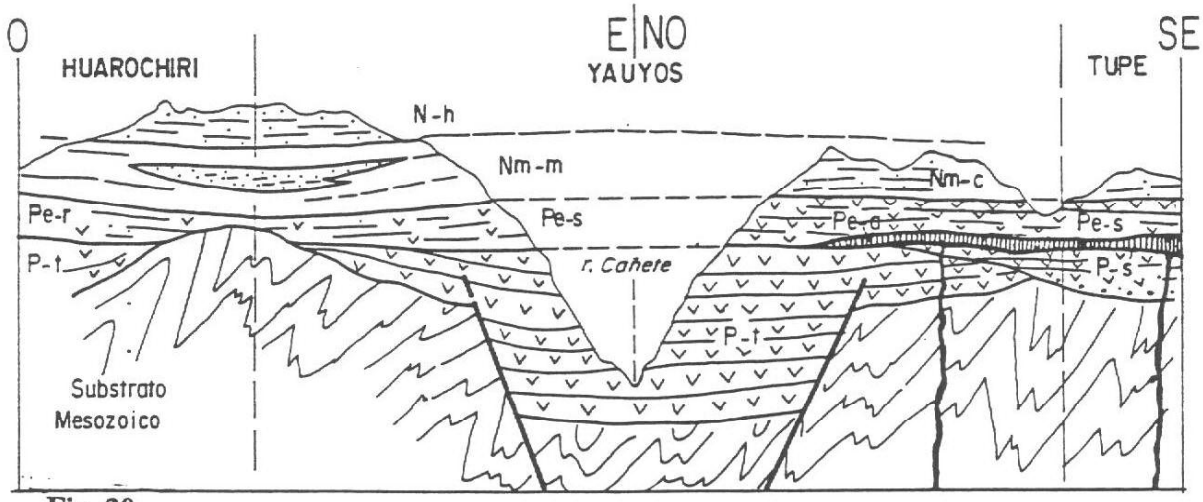


Fig. 30

Esquema de correlación de las unidades volcánicas Paleógeno y Neógeno de los cuadrángulos de Huarochiri Yauyos y Tupe.

No se tomaron en cuenta los intrusivos Paleógenos, formación Huarochiri (N-h), formación Castrovirreyna (Nm-c), Volcánico Millotingo (Pom-m), Grupo Sacsaquero (Pe-s), Grupo Rimac (Pe-r), Riolita Atcas (Pe-a), Formación Tantara (P-t).

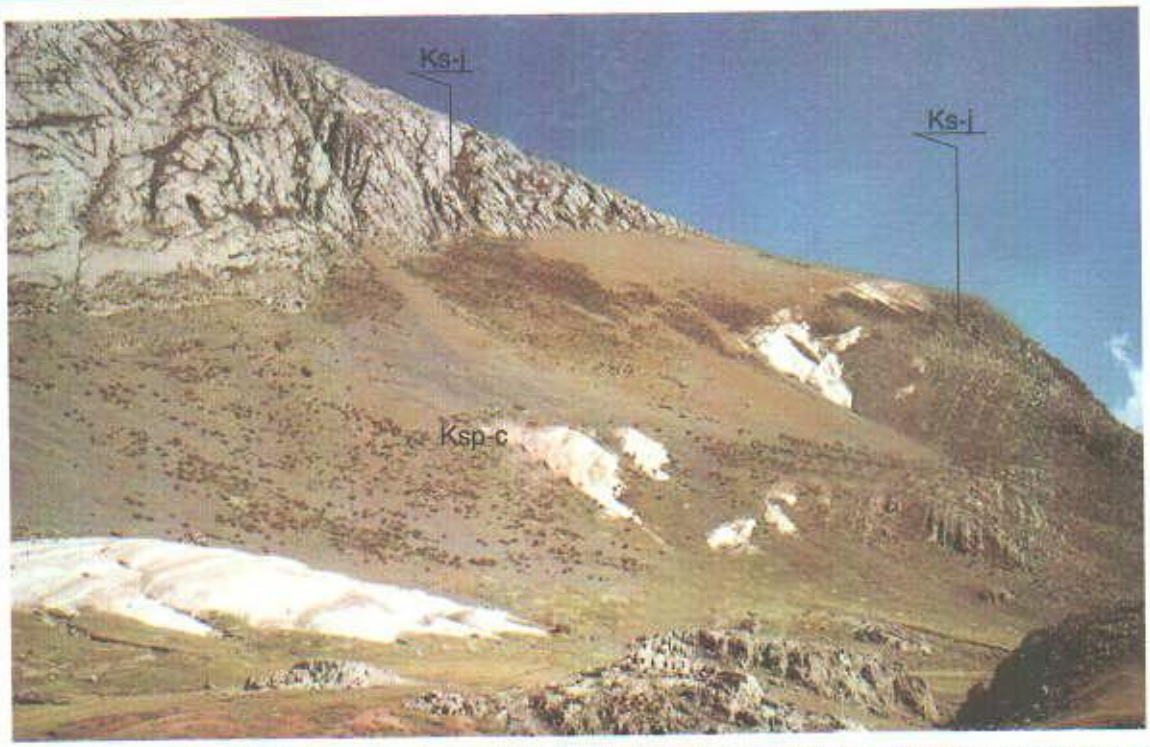


Foto Nº 17. Flanco NE del cerro Canchacasa (8626.4-425) C. Yauyos, mirando al NO sinclinal apretado débilmente hechado al SO de la Formación Jumasha (Ks-j), en el núcleo de la Formación Casapalca (Ksp-c)

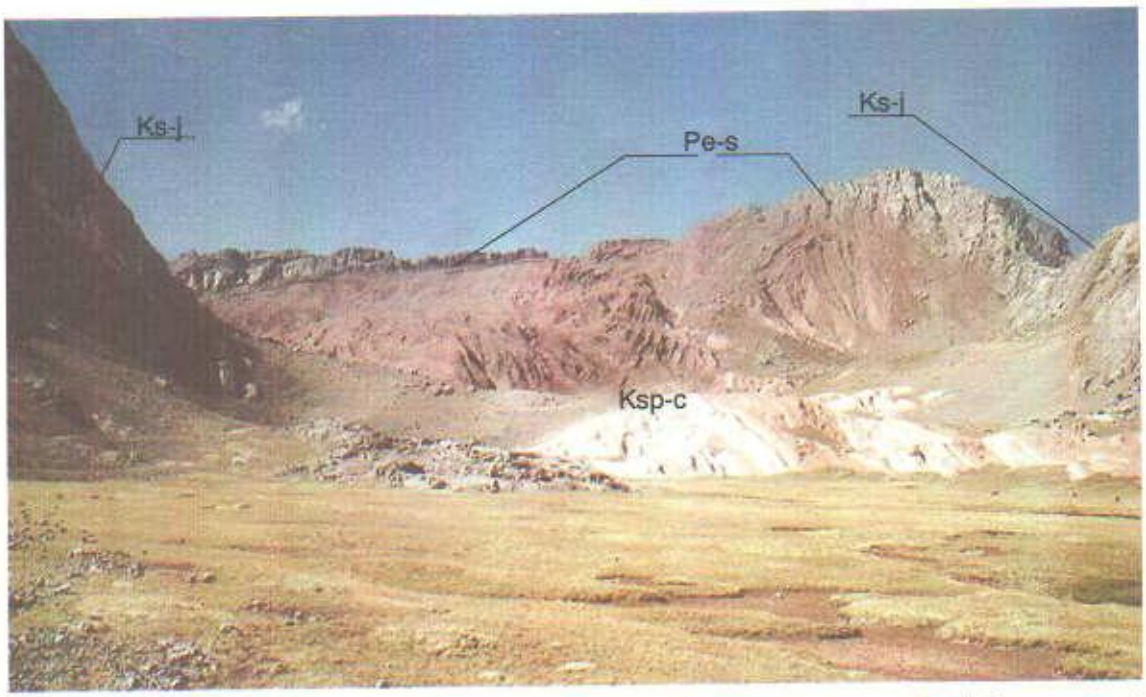


Foto Nº 18. Al SE (vista opuesta a la anterior) en Pucapampa, la Formación Casapalca (Ksp-c) fuertemente replegada, discordante debajo de la Formación Sacsaquero (Pe-s).

PAGINA EN BLANCO

la compleja y gruesa pila volcánica mejor expuestas en los cuadrángulos de Tupe, Conayca, Tantará y Castrovirreyna (Salazar y Landa, 1993), así como en su parte occidental, donde empalma con las unidades volcánicas del cuadrángulo de Huarochirí (Salazar, 1983). Estas dos grandes áreas volcánicas del cuadrángulo de Yauyos están separadas por el profundo valle del río Cañete.

Por esta razón se utiliza los nombres y descripciones de las formaciones adoptadas por Salazar, y de Salazar y Landa complementándolas en algunos casos con observaciones de carácter local propias a las áreas cartografiadas.

La figura N° 30 permite correlacionar les unidades volcánicas descritas al este y al oeste del río Cañete.

LA COBERTERA VOLCANICA EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL

Formación Tantará

Es la más antigua de las formaciones volcánicas de la cobertura post-mesozoica, aflora principalmente en sus bordes y en el núcleo de algunos anticlinales. Cubre una extensa superficie de erosión cortada en las estructuras plegadas y escurridas de la fase incaica que afectan las series mesozoicas y las capas rojas. Un remanente bastante bien preservado de esta superficie, con alturas comprendidas entre 3,800 y 4,200 m se observa al S, SO de Laraos en un sector de 7 km de longitud que subyace discordantemente a la Formación Sacsaquero como aparecen en las fotos N°s 19, 20, al SE de Huantan y S, SO de Laraos respectivamente.

Los mapas del flanco andino y de la Cordillera Occidental entre los valles de los ríos Rímac y Pisco (Salazar, 1983, Salazar y Landa, 1993), nos proporcionan a escala regional una visión de la poca deformación y conservación de la superficie basal de la Formación Tantará.

- En los cerros al sur del valle de Lurín, en el sector de Santo Domingo de los Olleros (cerca a 12°12'S y 76°30'O), un vitrófiro ácido que descansa en una superficie de erosión cuyo perfil muy regular recorta el batolito, ha sido fechado entre 40 y 41 M.a. (Noble et al., 1978) y es equivalente con los volcánicos de la Formación Tantará del paso de Chonta (Castrovirreyna), que ostentan la misma edad K/Ar (Noble et al., 1979); esta superficie es por lo tanto pre-Tantará;

- En el sector de Ticrapo (esquina SO del cuadrángulo de Castrovirreyna), en ambas márgenes del río Pisco, Salazar y Landa cartografiaron restos de una superficie infra-Tantará cuya altura varía entre 2,400 y 3,600 m.

Sin embargo, en muchos otros sectores, como el valle del río Cañete aguas arriba de Zúñiga (Tupe, Yauyos), la Formación Tantará parece rellenar una topografía antigua de cerros y valles muy irregulares en tal forma que se le ve entre la cumbre del cerro y el fondo del valle dando un desnivel del orden de 1,000 m.

Una tectónica distensiva que parece ser contemporánea al emplazamiento de la Formación Tantará también interviene tanto en la esquina SO del cuadrángulo de Yauyos como en el sector comprendido entre los caseríos de Tormaino al NE y Uchcamuna al SO, donde la parte inferior de la Formación Tantará se encuentra a un nivel inferior al río Cañete, en una fosa tectónica delimitada al norte por una falla normal de dirección E-O, y al sur por otra falla normal NO-SE. Ambas fallas tienen desplazamientos verticales del orden de 1,800 m y sin embargo se amortiguan muy rapidamente dentro de la misma Formación Tantará, sin pasar a la unidades volcánicas superiores, lo que documenta una extensión contemporánea con el emplazamiento de estos volcánicos.

La Formación Tantará infrayace en discordancia a tobas soldadas riolíticas o al Grupo Sacsaquero.

La Formación Tantará compuesta esencialmente de derrames andesíticos a riodacíticos de color gris, pardo y violaceo, de textura porfirítica y a veces afanítica. En forma subordinada están asociadas rocas piroclásticas de la misma composición, así como horizontes de areniscas volcanodetríticas.

No se determinaron edades radiométricas en la Formación Tantará en el cuadrángulo de Yauyos, pero las correlaciones con otras áreas muestran que, en el sector del paso de Chonta (hoja de Castrovirreyna), se emplazó hace aproximadamente 41 M.a. en el Eoceno medio, y 38,0±1,9 M.a. en la parte NE del cuadrángulo de Tupe (Noble et al., 1979). Estos datos ubican esta formación en la parte media del Eoceno (Luteciano y Bartoniano).

Grupo Sacsaquero

Como la Formación Tantará, el Grupo Sacsaquero está representado en ambos lados del valle del río Cañete, pero unicamente en las partes altas, fosiliza una superficie de erosión que recorta los volcánicos Tantará, la cual está bien conservado en algunas áreas. Es el caso en la ladera occidental del valle del río Cañete, en la esquina NE del cuadrángulo de Lunahuaná, pasando luego a las esquinas NO del cuadrángulo de Tupe y continuando hacia el SO del cuadrángulo de Yauyos, donde esta superficie alcanza altitudes con bastante regularidad entre 4,000 y 4,400 m de SSO a NNE en unos 40 km de distancia horizontal.

En la parte SE del cuadrángulo de Yauyos, el Grupo Sacsaquero descansa directamente encima de rocas fuertemente deformadas pertenecientes a las formaciónes cretáceas o a las capas rojas Casapalca, foto N° 18.

En la parte SE del cuadrángulo de Yauyos, el Grupo Sacsaquero consta de una superposición de unidades lávicas y volcano-sedimentarias. Las lavas son andesíticas en la parte basal, y pasan progresivamente a tobas soldadas ácidas en la parte superior.

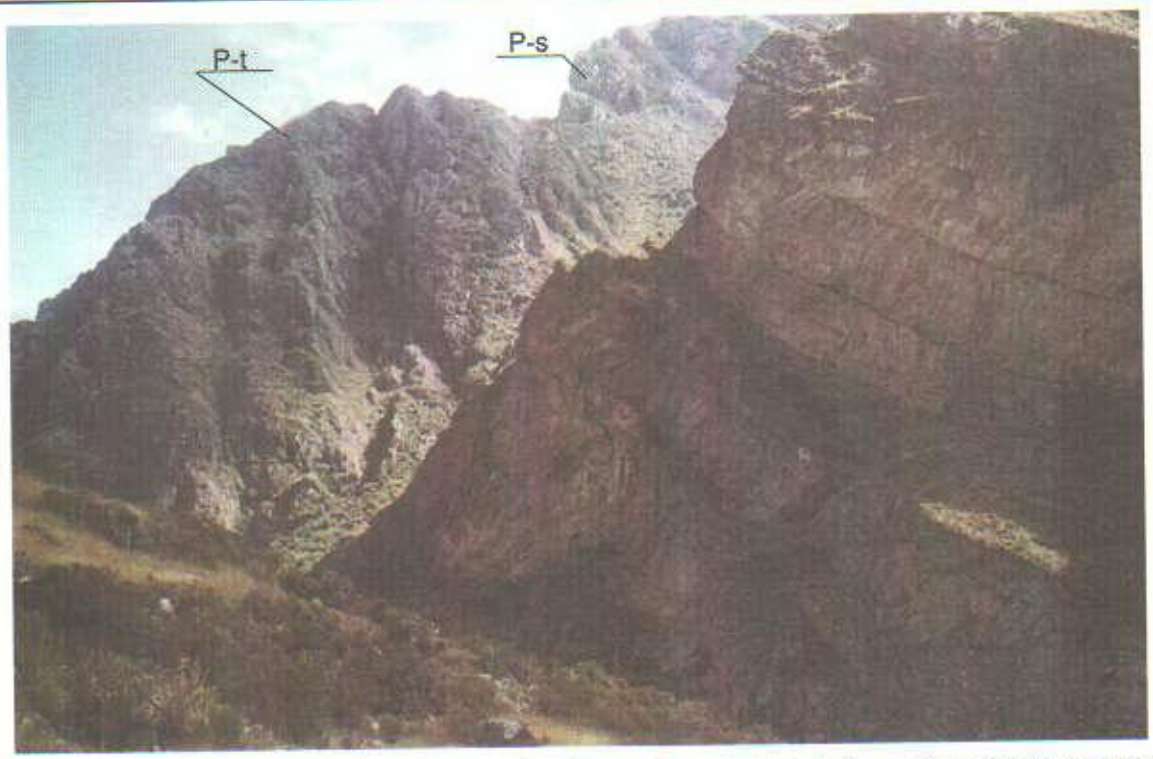


Foto Nº 19. Al SE de Huantan (mirando al NO), C. de Yauyos. Discordancia de la Formación Tantará (P-t) debajo de la Formación Sacsaquero (Pe-s).

Foto Nº 20. En la parte alta al S de Laraos (C. de Yauyos), discordancia de la Formación Tantará (P-t), debajo de la Formación Sacsaquero (Pe-s).

Una sección parcial, medida un kilómetro al sur de Atcas, caserío ubicado en el límite de los cuadrángulos de Yauyos y Tupe, en las cabeceras del río Huantan:

Techo erosionado	Grosor (m)
• Areniscas y limolitas volcano-sedimentarias, moradas violáceas.	20.0
• Toba dacítica blanca	15.0
• Sedimentos cubiertos	15.0
• Toba soldada dacítica clara, prismada	20.0
• Areniscas y limolitas volcano-sedimentarias, blancas a verdes	15.0
• Idem, de color morado a concho de vino	15.0
• Brechas piroclásticas de pátina negra, formando cuatro unidades de enfriamiento superpuestas	40.0
• Areniscas y limolitas volcano-sedimentarias rosadas	5.0
• Tobas soldadas prismadas, claras	15.0
• Talud cubierto (sedimentos ?)	25.0

Piso: Tope de las tobas soldadas riolíticas rosadas de Atcas (véase infra)

El grosor, excluyendo las tobas de Atcas, consideradas como una unidad a parte, suma 185 m.

Sección parcial complementaria, medida debajo de la tobas de Atcas a lo largo de la quebrada Huarucuyoc.

Techo: Base de las tobas de Atcas	Grosor (m)
• Areniscas y limolitas, de color marrón en el tope y rosado a concho de vino en la base, con intercalaciones de tobas de menos de 10 m de grosor	200.0

- Idem, en parte microconglomerádicas, de color pardo a concho de vino 500.0
- Tobas en estratos delgados, rojizo claro a violáceo algo suelto que interestratifica con lavas gris azulinas. 60.0
- Lavas y brechas andesíticas macizas, formando crestones, con intercalaciones menores de sedimentos color oscuro, morado a marrón 300.0
- Tobas redepositadas en ambiente lacustre de color blanquecino a verde y rosado 100.0
- Conglomerado con cantos redondeados y ángulosos de caliza, chert y cuarcita, y matriz tobácea blanca 20.0
- Tobas brechadas bien soldadas con clastos y bloques bien cementados subredondeados a sub angulosos con algunos bloques de 30 cm también subangulosos con oxidaciones diseminadas de cobre. 250.0
- Tobas de grano grueso con clastos lávicos y cuarcitas blanquecinas subredondeadas. 15.0

Total 1,455.0

Base: Discordancia angular capas rojas Casapalca.

En los cerros de la divisoria, unos 5 km al NE de Atcas, se notan calizas lacustres intercaladas en el Grupo Sacsaquero, algunas decenas de metros debajo del contacto inferior de la riolitas de Atcas.

Por argumentos de continuidad con los afloramientos del cuadrángulo de Tupe, atribuimos al Grupo Sacsaquero el conjunto de la secuencia de más de 1300 metros presente en el área de Atcas y en la cual se intercalan las riolitas Atcas.

Edad y correlación

Tobas frescas, redepositadas en la base de la sección descrita, unos pocos metros encima de la discordancia con las capas rojas, dieron una edad K/Ar de 35,2±0,8 M.a. (edad mínima, véase Noble et al., 1979), que corresponde al Priaboniano (Eoceno superior).

Dado que las tobas riolíticas de Atcas (véase infra), tienen una edad un poco más reciente que vale también para la parte superior del Grupo Sacsaquero, se puede considerar que este se emplazó en su totalidad durante el Eoceno superior.

El examen del área de empalme entre los cuadrángulos de Lunahuaná y Huarochirí, ambos cartografiados por Salazar, correlaciona el Grupo Sacsaquero con el Grupo Rímac que ocupa extensas áreas en Huarochirí. Adoptamos esta correlación para la esquina SO del cuadrángulo de Yauyos, en la cual hemos conservado la denominación Sacsaquero para un conjunto de lavas intercaladas con algo de sedimentos y tobas que pasan a ser parte del Grupo Rímac al cruzar el meridiano 76° O.

Tobas riolíticas Atcas y unidades similares. Se trata mayormente de tobas soldadas riolíticas de color claro que resultan del apilamiento de varias unidades de enfriamiento; de extensión moderada en el área y ocupa varios km^2, una muestra tomada en la quebrada Huarucuyoc foto N° 21 de color rojizo con fenocristales blanquecinos, de granularidad parcialmente fanerítica textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y feldespatos en una matriz micro a criptocristalina contiene minerales esenciales de feldespato potásico 45%, cuarzo 25%, y minerales asesorios de pomez 10%, arcillas 8%, limonitas 5%, sericita 4%, plagioclasa 3%, opacos, biotita tambien tiene minerales secundarios de sericita, arcillas. La roca presenta una sericitización y argilización débiles.

Además se puede observar fenocristales de cuarzo y feldespato potásico milimétricos y corroídos por la matriz, así mismo tiene fragmentos de pómez milimétricos, la matriz parece haber sido inicialmente vidrio luego desvitrificado a feldespato potásico y alterado a arcillas y limonitas intersticiales. La matriz representa el 55% de la roca y los fenos el 45% (Foto N° 21A).

Cerca a sus puntos de emisión, como en el caso en Atcas, puede pasar los 1,000 m de grosor. Sin embargo en el área de trabajo (SE del cuadrángulo de Yauyos) se estima un grosor aproximado de 400 m.

Cuerpos riolíticos similares se ubican:

- Entre las volcanitas inferiores del Grupo Sacsaquero y la serie volcano-sedimentaria de su parte media cerca a la divisoria, unos 7 km al NE de Atcas,
- Entre la Formación Tantará y el Grupo Sacsaquero, unos 5 km aguas arriba de Huantan, siendo ambos contactos unas conspícuas discordancias de erosión.

Noble et al., (1979) dataron una unidad de enfriamiento superior de las riolitas Atcas por el método K/Ar en 34.9 ± 0.7 M.a. que da una edad de Eoceno superior, piso Priaboniano lo que contribuye a fechar también el Grupo Sacsaquero en esta área.

Unidades similares han sido cartografiadas por Salazar y Landa en el cuadrángulo de Tupe (1993).

Las relaciones estratigráficas con la unidad volcánica subyacente se muestra en la foto N° 21.

Formación Castrovirreyna

Se presenta en el sector SE del cuadrángulo de Yauyos formando la prolongación de la parte central de los sinclinales cartografiados en la mitad oriental del cuadrángulo de Tupe por Salazar y Landa (1993).

Se trata de una unidad esencialmente volcano-sedimentaria con intercalaciones de tobas. En ella dominan los colores gris claro y verdoso; contiene calizas lacustres que a menudo presentan pliegues singenéticos originados por "slumping". Puede incluir coladas andesíticas de algunas decenas de metros de grosor.

Aflora sobretodo en la parte central del sinclinal NO-SE de Piruluyoc que forma las cumbres entre Laraos y Huantan. Allá, en la parte más alta de la secuencia, pudimos obervar andesitas que se emplazaron encima de sedimentos aún cargados de agua, provocando la inyección de estos últimos en la base del derrame lávico (Fig. N° 31) debido a que ocupan las partes altas han sido erosionados al SE del cuadrángulo de Yauyos, pero se puede estimar su grosor en 150 m.

No se dataron rocas de la Formación Castrovirreyna en el cuadrángulo de Yauyos, pero una muestra de esta formación, en la parte NE del cuadrángulo de Castrovirreyna, fue fechada por Noble et al., (1974) en 21,4±0,6 M.a (K/Ar sobre biotita), o sea de la parte inferior del Mioceno. Esto hace probable que esta formación se haya emplazado durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

Volcánicos Millotingo. Esta unidad ha sido definida por H. Salazar (1983) en los cuadrángulos de Matucana y Huarochirí; este último colinda con el de Yauyos.

En la parte occidental del cuadrángulo de Yauyos, los volcánicos Millotingo ocupan la posición de la Formación Castrovirreyna. En la esquina SO del cuadrángulo, cubren al Grupo Sacsaquero con un contacto aparentemente concordante y no muy conspícuo, que sin embargo aparece como una discordancia erosional a escala de la decena de kilómetros.

Más al norte, la Formación Millotingo descansa en discordancia angular sobre la serie cretácea intensamente plegada.

Su grosor pasa de mil metros en los nevados Ticllas y Llongote. La unidad consta esencialmente de lavas de colores oscuros, que van de morado a pardo y verde; su composición es andesítica a dacítica; algunas son vitrófiros y las brechas volcánicas son frecuentes. En la parte oriental de los nevados ya citados, hemos diferenciado dos intercalaciones volcano-sedimentarias que se unen hacia el sur al desaparecer el horizonte lávico que las separa; su grosor acumulado es de 300 a 400 m.

Salazar (1983), ubica su edad en el Oligoceno superior- Mioceno inferior y la correlaciona con la Formación Castrovirreyna.

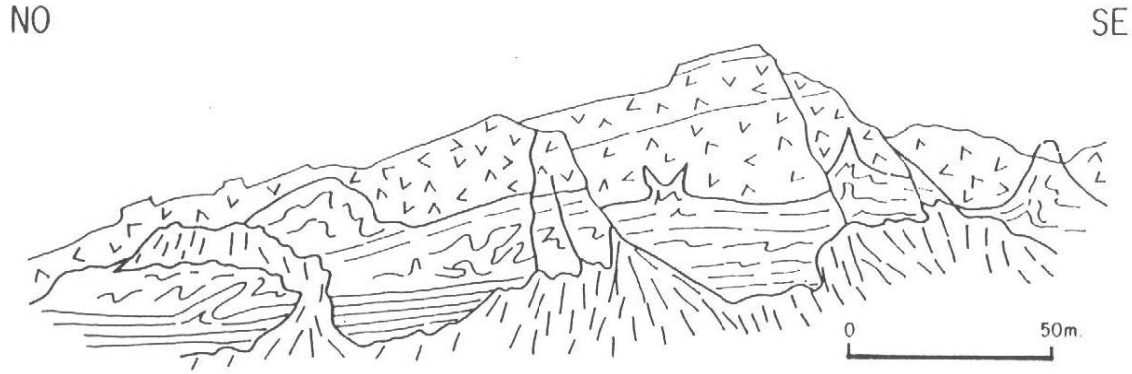


Fig. 31

Panorama del Cerro Yana Punta, 6 Km. al SSE. de Laraos (Yauyos), Se observa como unos sedimentos volcanodetríticos, parcialmente afectados por "Slumps", se inyectaron en una colada volcánica suprayaciente. Ambos pertenecen a la formación Castrovirreyna. Las áreas en color gris representan escombros.

PAGINA EN BLANCO

Foto Nº 21. Quebrada Huacuypacha (SE del C. de Yauyos) volcánico Atcas (P-a) sobreyace a la Formación Sacsaquero (Pe-s).

Formación Huarochirí

Esta Formación, definida por Salazar (1983) en el cuadrángulo de Huarochirí, ocupa áreas reducidas en la parte NO del cuadrángulo de Yauyos, en la parte central de dos sinclinales ubicados al norte y al sur de la laguna Piscococha, donde se distingue de los volcánicos Millotingo infrayacientes por su color de alteración blanquecino y su estratificación más delgada, el grosor aproximado es de 200 m.

El mencionado autor la describe como una secuencia de tobas riolíticas y riodacíticas, sucedidas por una alternancia de areniscas y limolitas tobáceas, con intercalaciones de aglomerados y de tobas y se considera que tiene una edad miocénica.

LOS VOLCANICOS NEOGENOS DE LAS ALTIPLANICIES

Formación Yanacancha

Se denomina Formación Yanacancha a volcánicos que afloran en los cuadrángulos de La Oroya-Yauyos. Yanacancha es un caserío de la parte alta de la cuenca del río Cunas (o Jarpa), en el cuadrángulo de Huancayo, ubicado céntricamente entre varios afloramientos típicos de la formación volcánica homónima.

Se trata de lavas, brechas y conglomerados, de composición andesítica a basáltica, de colores oscuros que varía de violáceo a pardo y verde, presentes en dos áreas ubicadas en los cuadrángulos de La Oroya (esquina SE) y de Huancayo (mitad occidental), a lo largo de un alineamiento NO-SE que va de Esperanza (La Oroya, 4 km al SSO de Llocllapampa) hasta Tuclepampa (Huancayo), que tiene un grosor de 250 m.

En el cuadrángulo de Huancayo, estos derrames cubren en forma discordante formaciones plegadas y erosionadas que incluyen las capas rojas Casapalca, cuya edad en esta área sube hasta el Eoceno superior-Oligoceno inferior. Por otra parte, infrayacen a la Formación Ingahuasi, siendo plegados conjuntamente con ella en un sinclinal muy abierto con buzamientos de 5° a 15° en sus flancos. Fueron asignados por Mégard a la Formación Astobamba, definida en el cuadrángulo de Castrovirreyna por Salazar y Landa (1993), quienes le atribuyen una edad pliocénica.

Una muestra de andesita porfirítica tomado al NO de Sacacharina (8685-436.8) en el cuadrángulo de La Oroya, ésta es de color gris a negro, parcialmente fanerítica tiene textura porfirítica con fenos de plagioclasa y piroxeno en matriz micro a criptocristalina, esencialmente contiene plagioclasa 86% y compuesto con minerales accesorios de piroxenos, cuarzo, epídota, opacos y arcillas en 1%, así mismo la epídota y la arcilla también está presente como minerales secundarios, estos minerales presentan alteraciones de epidotización y argilización incipientes.

Además, las plagioclasas se encuentran maclados y zonados con piroxenos (augita) dispersos en la matriz de composición feldespática, los piroxenos tambien se encuantran incluido en los fenocristales de plagioclasa, algunas veces están siendo reemplazados por opacos, así mismo estos últimos están diseminados en la roca.

Sin embargo, Gilot (in Blanc, 1984) realizó una datación K/Ar en una muestra de los volcánicos de la depresión de Ingahuasi (Huancayo), que dió 26 M.a. (Oligoceno superior, piso Chattiano). Los datos analíticos no son muy satisfactorios, dado que esta muestra tenía alteración, pero, si esta edad fuese confirmada, los volcánicos del eje Esperanza-Tuclepampa verosimilmente serían equivalentes de la parte inferior de la Formación volcano-sedimentaria Castrovirreyna, cuya parte superior es datada del Aquitaniano (Mioceno inferior). Esta única edad K/Ar tendría a su vez una implicancia tectónica regional para las Altiplanicies, ya que ubicaría el plegamiento post-capas rojas en esta área entre el Oligoceno inferior y el Oligoceno superior (véase el capítulo Tectónica). Sin embargo, momentaneamente esta formación se considera de edad Pliocena.

Formación Ingahuasi

Esta Formación definida en el cuadrángulo de Huancayo (Mégard, 1968) comprende una parte inferior lacustre rica en intercalaciones tobáceas, de color blanquecino a amarillento, y una parte superior formada por travertinos muy resistentes a la erosión. Descansa con discordancia de erosión encima de la Formación Yanacancha o de formaciones más antiguas. En muchos lugares falta la parte inferior y la formación está representada por travertinos, algunos de los cuales pasan al cuadrángulo de Yauyos.

Al N de Sacacharina también aflora una pequeña secuencia tobácea (8684-440.2) bien estratificada que contiene algunos estratos de asfalto (brea) en su base.

Es probable que su edad sea pliocénica y podría correlacionarse parcialmente con las formaciones del Grupo Jauja (véase infra).

FORMACIONES SUPERFICIALES DEL NEOGENO

Dos depresiones aluviales importantes, de Junín y Jauja-Huancayo, ocupan parte de los cuadrángulos de Tarma y La Oroya. En la primera afloran solo formaciones cuaternarias, mientras que en la segunda se conocen también formaciones pliocénicas afectadas por movimientos tectónicos tardíos.

Grupo Jauja

Dollfus (1965), Mégard (1968) y Paredes (1972, 1994) propusieron para el relleno Neógeno y cuaternario de la depresión de Jauja-Huancayo una columna estratigráfica que fue modificada por Blanc (1984), en una tesis dedicada esencialmente a la neotectónica de esta depresión. Uno de los aportes de este trabajo es la atribución a la Formación Mataula, parte superior del Grupo Jauja, de unos conglomerados y arenas gruesas deformados por anticlinales y flexuras, que Mégard había atribuido a la terraza la más antigua en la región de Chupaca-Huarisca (Huancayo, valle del río Cunas). El nuevo esquema y el anterior están ilustrados en la figura N° 32.

Foto Nº 22. En Puchococha (8700-444.5), C. de La Oroya Formación Ushno, conglomerados cubierto de costras calcáreas.

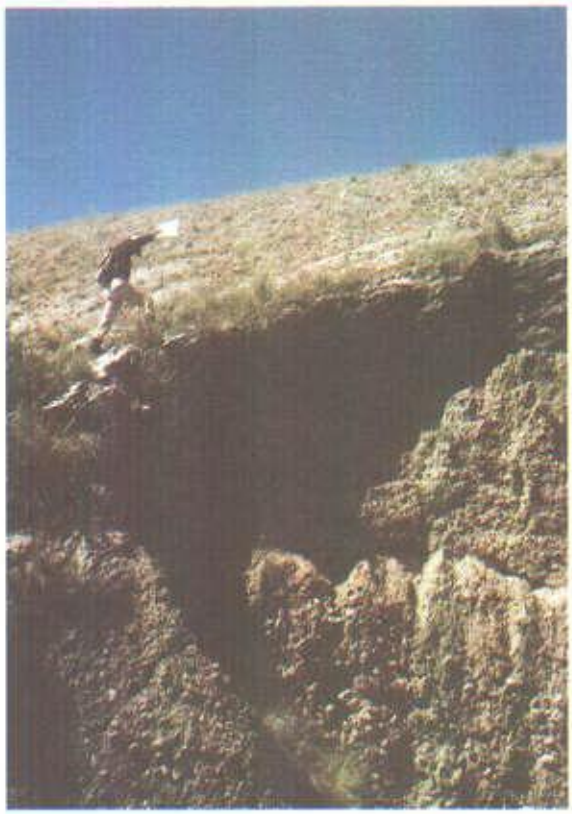


Foto Nº 23. Al N de Puchococha. C. de La Oroya, contacto de las Formaciones Ushno (Np-u) y de Matula (Np-m).

PAGINA EN BLANCO

En lo que sigue, adoptamos los resultados de Blanc, y en particular su estratigrafía del Plioceno y Cuaternario; Además, aportamos al mapa del cuadrángulo de La Oroya las modificaciones correspondientes. En este cuadrángulo, el Grupo Jauja está bien desarrollado en ambas márgenes del río Mantaro aguas arriba de su entrada a la depresión de Jauja-Huancayo, donde se reconocen las dos formaciones Ushno y Mataula que lo componen. La Formación Mataula aflora también en los valles de los ríos Mantaro y Yauli cerca a La Oroya, y le atribuimos unos conglomerados, arcillas y areniscas con buzamientos que alcanzan 10°, que se encuentran formando pendientes suaves unos 2 km al NO del pueblo de San Pedro de Cajas (Tarma, 8759-406).

Formación Ushno

Su contacto basal es una discordancia angular y de erosión encima de todas las formaciones más antiguas, entre las cuales figuran las capas rojas Casapalca, cuya edad alcanza por lo menos el Oligoceno inferior en esta área. El contacto superior con la Formación Mataula es por lo general una concordancia aparente, pero cerca a Casablanca (11°50'S, 75°30'O), una fuerte discordancia angular de carácter local se nota entre ambas formaciones (Fig. N° 33).

La Formación Ushno esáa compuesta por conglomerados fluviátiles con predominio de cantos de las formaciones carbonatadas Triásico-liásicas y de conglomerados la superficie a la interperie es cubierto por una costra carbonatada blanquecina, foto N° 22, y brechas con abundante matriz lodosa traídos por corrientes lodosas, en los cuales predominan los cantos de rocas paleozoicas. A estos sedimentos se añaden brechas de pendiente con aportes locales de bloques angulosos. Su grosor puede pasar de 100 m.

En las secciones localizadas entre Jauja y Acolla (La Oroya), se notan en el tope de esta formación los efectos de una edafogénesis fersialítica altera los cantos transformando parcialmente a los conglomerados en "tierras rojas" que contienen bloques de caliza.

Formación Mataula, Magdalena

Cuando está bien desarrollada, comprende tipicamente de abajo hacia arriba:

- Capas lacustres blancas a amarillentas
- Arenas y areniscas poco consolidadas frecuentemente de color rosado
- Conglomerados fluviátiles.

Las capas lacustres blancas, poco densas, miden hasta 20 m al NO de Jauja camino a Acolla en el cuadrángulo de La Oroya, pero alcanzan 50 m entre Acos y Mito en el cuadrángulo de Jauja. Se trata de cineritas lacustres con finas laminaciones y lechos enriquecidos en tobas lapillíticas ácidas retrabajadas, biotitas muy frescas, esquirlas de pómez y pequeños cristales de cuarzo y feldespato. Contienen restos de gastrópodos y pelecípodos así como microfósiles.

Las arenas de grano grueso están interstratificadas con lentes centimétricos de tobas blancas, bloque de tobas lapillíticas y limoarcillíticas rosado claro algo marrón que alcanzan grosores de varias decenas de metros al oeste de Jauja foto N° 23, pero se adelgazan notablemente hacia el sur en los flancos del valle del río Mantaro, aguas arriba de su entrada en la depresión de Jauja-Huancayo. En su parte superior se obervan estratificaciones oblícuas que anuncian un ambiente con más energía de transporte.

Contrariamente a las arenas, los conglomerados son gruesos en esta zona meridional donde miden hasta 50 metros, y se adelgazan hacia el norte cerca a Jauja. La dimensión máxima de los cantos también varía de 40 a unos pocos centímetros de sur a norte. Son mal estratificados, salvo cuando están presentes intercalaciones de arena gris.

También incluimos en la Formación Mataula unos depósitos glaciarios plegados reconocidos en el cuadrángulo de La Oroya (vease depósitos glaciarios del Cuaternario).

Probablemente equivalente a esta formación lacustrina (Formación Magdalena) de más de 30 m de grosor que se encuentra entre la carretera Magdalena-Yauyos.

La litología consta de una secuencia limoarcillítica monótona finamente estratificada (laminar), foto N° 24, es de color marrón beige, actualmente adosado discordantemente a la Formación Oyón en ambos flancos del río Cañete y a más de 100 m sobre el nivel del espejo de agua. Además está depositado sobre conglomerados fluviátiles de clastos cuarcíticos y andesíticos, está fuertemente fracturados pero exento de efectos neotectónicos.

El análisis mineralógico de una muestra, efectuado por el método de difracción de rayos X, usando un equipo modelo TUR M62, con tubo de cromo y con barrido angular 2° a 78° mostrado en la figura N° 33A, cuyos resultados es como sigue:

Calcita	45.85 %
Cuarzo	36.45 %
Feldespato	6.49 %
Muscovita	5.7 %
Cloritas	6.9 %

Edad y correlación del Grupo Jauja.

óolo en las capas lacustres de la Formación Mataula se encontraron fósiles que son pequeños gastrópodos y pelecípodos, diatomeas, ostrácodos y carofitas, así como una costilla de mamífero; ninguno de estos fósiles es diagnóstico.

Por suerte, las biotitas frescas de un lecho volcano-sedimentario situado cerca a la base de esta formación pudieron ser datadas por el metodo K/Ar en 5.64 ± 0.2 M.a.(Vivier, in Blanc,1984), lo que ubica la base de la Formación Mataula en el Mesiniano superior. La Formación Ushno podría por lo tanto representar el Mesiniano inferior (Plioceno inferior) o el tope del Mioceno.

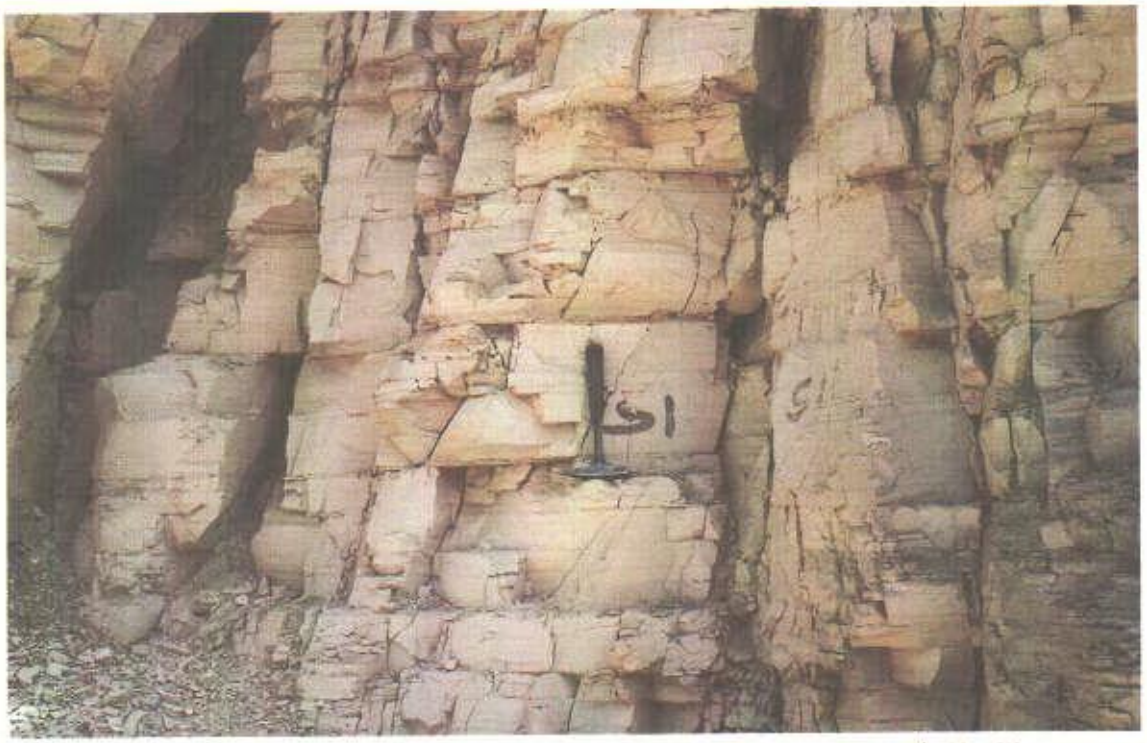


Foto Nº 24. Carretera Magdalena-Yauyos, finos horizontes de limoarcillitas de la Formación Magdalena.

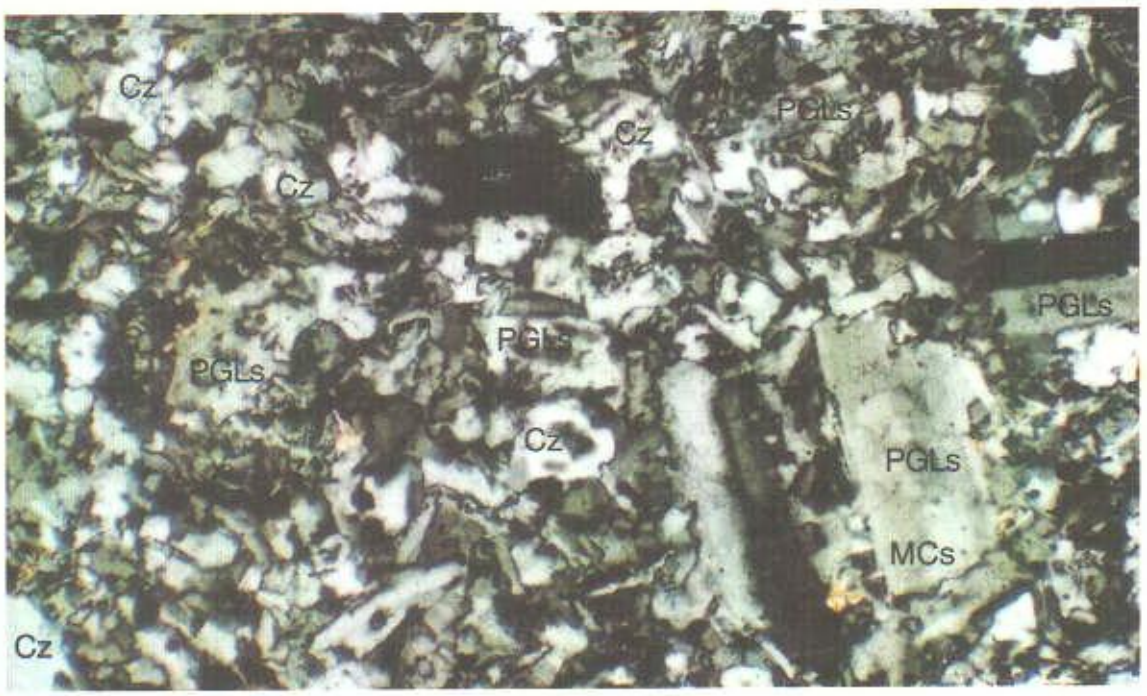


Foto Nº 25. Aumento 150x
Fenocristales de plagioclasa (PGLs), en matriz granular compuesta por plagioclasa y cuarzo (cz), escasas micas (MCs) intersticiales.

PAGINA EN BLANCO

Por su posición y litología, es probable que la Formación Ingahuasi del cuadrángulo de Huancayo sea en parte un equivalente de la Formación Mataula. Ambas se correlacionarían con parte de la Formación Pisco de la costa de Ica.

Terrazas fluviátiles del Cuaternario

Alcanzan su mayor desarrollo en la depresión de Jauja-Huancayo así como en los alrededores de Usibamba (esquina NE de Yauyos). Restos de estas terrazas están conservados en los valles del río Mantaro y de su tributarios aguas arriba de Jauja.

El relleno fluviátil de la depresión de Jauja-Huancayo proporciona el patrón que seguiremos para subdividir el Cuaternario de las Altiplanicies en la cuenca hidrológica del río Mantaro. Fundamentalmente se distinguen tres niveles de terrazas, en función de su altura respecto al perfil actual de los ríos.

El sistema más completo de terrazas puede ser observado en la parte sur de la depresión de Jauja-Huancayo (cuadrángulo de Huancayo), donde Blanc (1984) distingue:

- Una **terraza t3**, que se ubica unos 35 a 40 m encima del nivel del río Mantaro y pasa transicionalmente a grandes conos como el del río Acopalca, encima del cual está construido Huancayo.
- Una **terraza t2**, situada 14 a 20 m encima del nivel del río, bien desarrollada y que se extiende a la parte norte de la depresión; en su superficie están construidas Concepción y Jauja,
- Una **terraza t1**, 4 a 8 m encima del nivel del río, utilizada todavía por la agricultura,
- El lecho mayor del río Mantaro, o **terraza t0**, formado por bancos de arena, cascajo y cantos poco colonizados por la vegetación

Cuando se presentan rellenos aluviales en posiciones bastante más altas que la terraza t3 y con un material más alterado, los consideramos convencionalmente como parte de la Formación Mataula, sobretodo cuando están deformados tectonicamente.

La situación en la cuenca del lago de Junín es diferente ya que este lago constituye su nivel de base desde una época remota del Cuaternario y quizas del Plioceno. Por ello, no se formó en esta cuenca un conspícuo sistema de terrazas. Grandes conos aluviales tapizan su fondo, a partir de cabeceras ocupadas por morrenas de la glaciación g2.

En los valles de los ríos que bajan a la selva central, como los ríos Tarma y Ulcumayo y sus tributarios, también se puede identificar por lo menos parte de las terrazas descritas en el sistema Mantaro, en particular la terraza t2. Lo mismo ocurre en la cuenca del río Cañete.

Depósitos glaciarios y fluvioglaciarios

Dollfus (1965) ha propuesto una cronología de estos depósitos en relación con tres grandes glaciaciones g3 o Mantaro, g2 y g1, cuyas acumulaciones morrénicas se relacionarían con las terrazas t3, t2 y t1. Los depósitos con mayor expresión morfológica son las morrenas g2, representadas por crestas muy conspícuas en el terreno y en las fotos aereas, que pueden alcanzar una altura de 150 m. Por esta razón se describe los depósitos glaciarios utilizando como referencia la glaciación g2.

Glaciación g2 (Pleistoceno: entre -24,000 y -12,000 años): Hansen et al. (1984) examinaron núcleos de sedimentos extraídos del lago de Junín y los dataron en varios niveles por el método C14, además de estudiar los diagramas de pólenes. Concluyen que la última gran fase glaciar o fase Punrun, entre 12,000 y 24,000 años atrás, corresponde a la glaciación Pinedale/Wisconsin tardío de Norteamérica y que a ella se deben los arcos morrénicos g2 bien desarrollados alrededor del lago de Junín.

La relación entre g2 y las terrazas fluviátiles no es fácil de establecer. Pensamos sin embargo haberlo hecho en el valle del río Cochas-Pachacayo, en cuya parte media, entre la hacienda Cochas y la confluencia con el río Pinascochas, uno puede observar como el cono fluvioglaciárico construido a partir de las morrenas g2 pasa progresivamente a una terraza que la consideramos como t2.

Las glaciaciones anteriores a g2: La fase Punrun de Hansen et al. es precedida por un interglaciar de unos 15,000 años de duracion, durante el cual parece que el lago de Junín no entrampó sedimentos, posiblemente por estar seco. La época glaciar anterior, bautizada "Río Blanco", está documentada por la parte inferior de los núcleos del lago de Junín. Esta época terminó hace 39,000 años y los depósitos morrénicos correspondientes se reconocen en parte de las pampas al NO del lago.

Fuera de dichas pampas, esta glaciación y las que la precedieron en el Pleistoceno no dejaron muchos rastros ya que sus morrenas fueron por lo general destruidas por la erosión durante los 15,000 años que duró el interglaciar o barridas luego por el avance glaciar Punrun. Sin embargo, Mégard (1968) y Blanc (1984) describieron en el cuadrángulo de Huancayo algunos afloramientos de conglomerados heterométricos, con abundante matriz arenosa y guijarrosa y bloques subangulosos estriados que fueron conservados por estar cementados por calcita. Representan probablemente restos de depósitos morrénicos de glaciaciones anteriores a g2.

Restos similares se encuentran preservados en las Altiplanicies, en particular entre el río Mantaro y la carretera Tarma-Jauja, donde se ha cartografiado con el símbolo g3. Admitimos, sin mayor prueba, que se correlacionan con la terraza t3.

En la misma zona, algo al NE de la carretera Tarma-Jauja, alrededor del punto 8720x430, observamos un pequeño afloramiento de brechas similares, pero plegadas en dos sinclinales y un anticlinal, con buzamientos que no pasan de 15°. Lo atribuimos por esta razón a un período frío del Plioceno incluyéndolas en la Formación Mataula. Se debe notar al respecto que una glaciación pliocénica anterior a 3,27 M.a. ha sido reconocida en Bolivia cerca de La Paz (Clapperton, 1979)

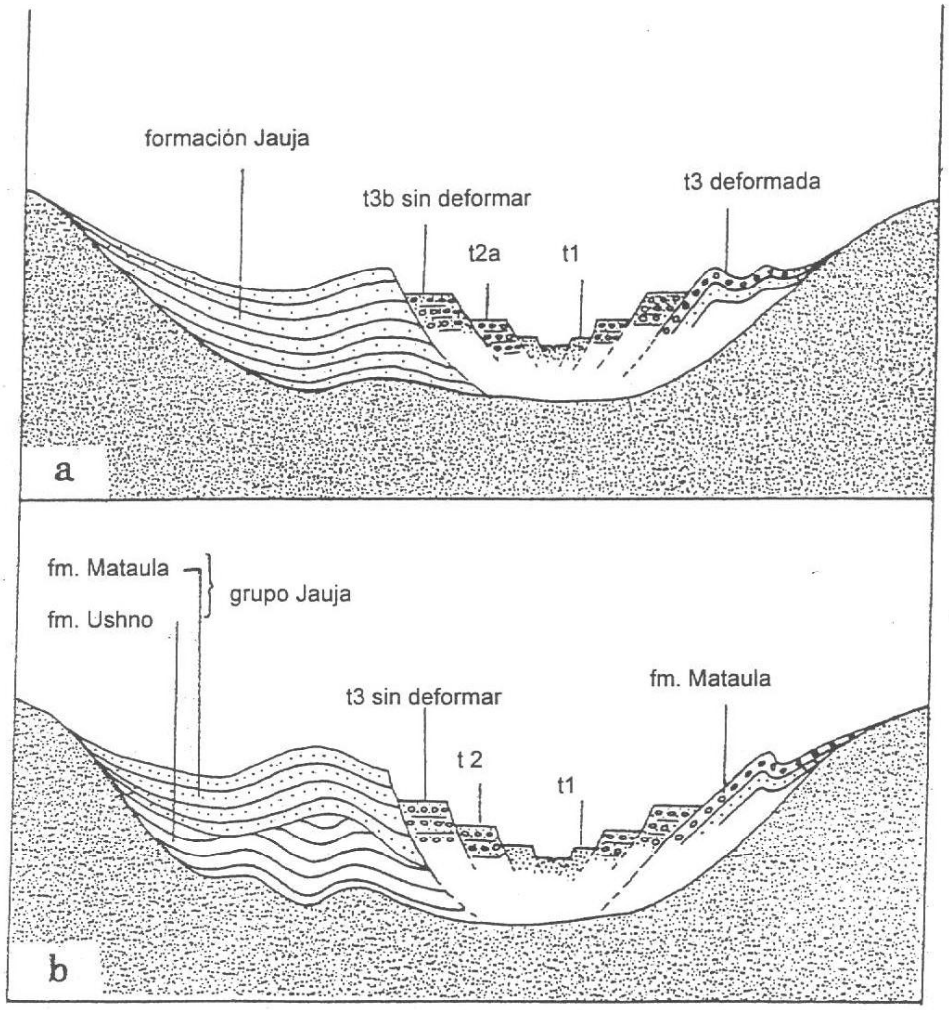


Fig. 32.- Relaciones entre las formaciones pliocenas y los depósitos fluviáles cuaternarios en la depresión de Jauja - Huancayo.
a - esquema de Dollfus (1965) adoptado por Megard (1968).
b - esquema de Blanc (1984) utilizado en este boletín y en el mapa geológico del cuadrángulo de la Oroya.

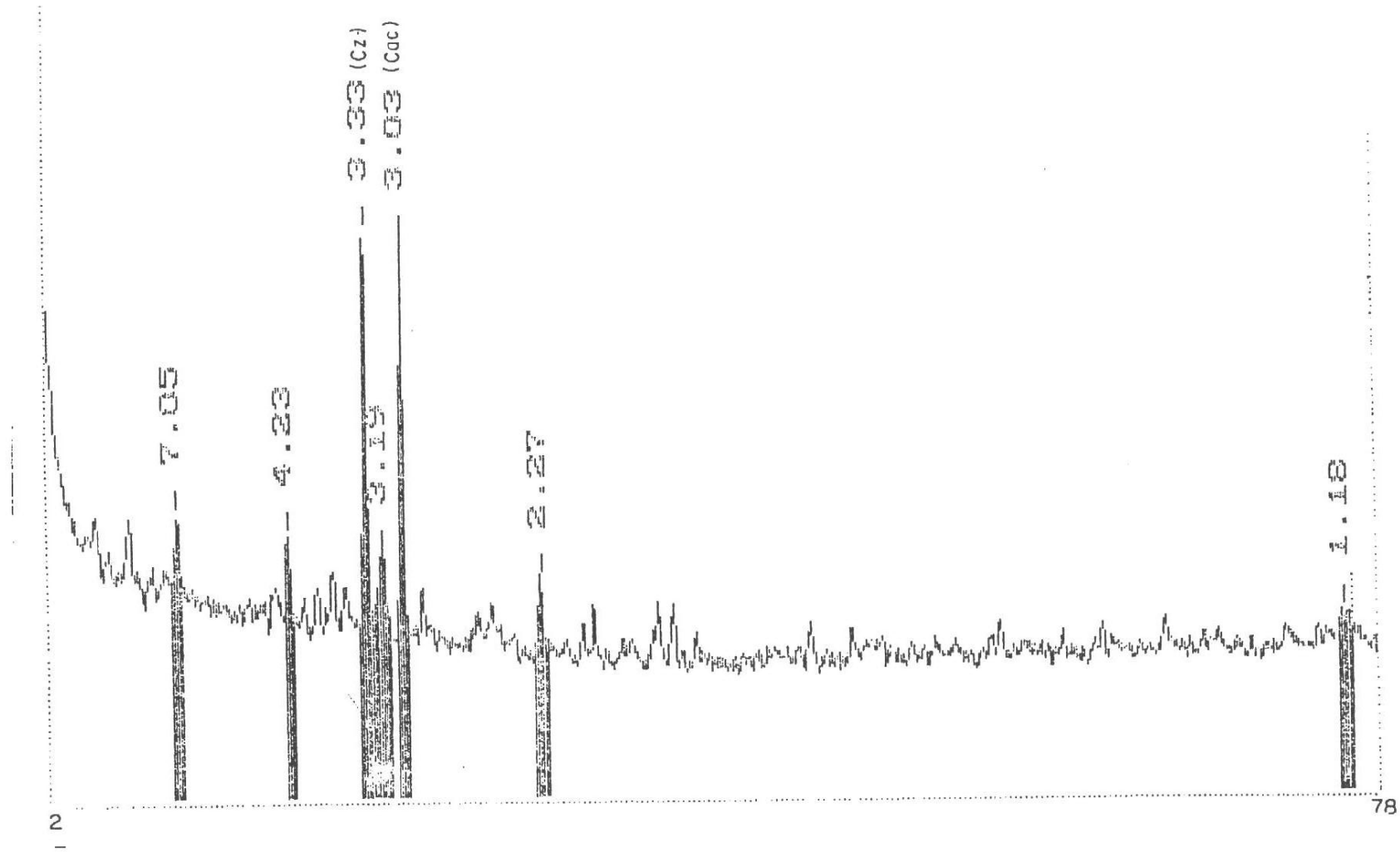


Fig. 33A.- Difractograma de una Lutita calcarea de la Fm. Magdalena Cuarzo (Cz), Calcita (Cac).

Las glaciaciones posteriores a g2: Al subir en los valles que fueron ocupados por los glaciares Punrun hasta hace 12000 años, una vez pasados los arcos morrénicos g2, se encuentra frecuentemente otros arcos con formas aún más frescas pero siempre bien colonizados por la vegetación.

Según Wright (1984), corresponden al estadio que el bautizó Taptapa en la alta cuenca del río Mantaro, cerca a la laguna Punrun, y dató por C14 entre -12,000 y -10,000 años. Representan una sucesión de avances y retrocesos de glaciares de extensión local, que se instalaron en los valles después del deshielo de la fase Punrun.

Por su parte, Clapperton (1983) opina que estos mismos eventos se realizaron en un período mucho más extenso, entre -12,000 años y la pequeña edad glaciar de los siglos XVII a XIX, con estadios fríos bien marcados entre -4,700 años y -4,200, -2,700 y -2,000, y entre -1,300 y -1,100.

Cualquiera sea la cronología exacta de estos eventos, opinamos que depósitos relacionados con ellos están presentes en los valles que nacen de los grandes macizos montañosos actuales, como los valles de los ríos Yauli (macizos de la zona Ticlio-Morococha y domo de Yauli), Andaychagua y Suitucancha, Cochas (nevados Cullec y Tunshu y cordillera Tuyujuto-Pachancoto), alto Cañete (nevados Ticllas y Llongote), así como algunos ríos de la Cordillera Oriental. Distinguimos estos depósitos con el simbolo g1, admitiendo ipso facto su correlación con la terraza t1.

Por fín, en las mismas cordilleras y nevados, unos 300 a 500, debajo del límite actual del hielo, se notan arcos morrénicos muy frescos desprovistos de vegetación, identificados en los mapas por el simbolo g0, que los correlacionamos con los depósitos aluviales del lecho mayor de los ríos.

En el área de Punrun, Wright (1984) ha fechado por el C14 en 1,100 años unos depósitos lacustres que el propone relacionar con esta fase glacial. Por otro lado, Clapperton (1983) concluye en base a muchos otros datos que esta fase corresponde a la pequeña edad glaciar reconocida en el hemisferio norte entre los años 1,600 y 1,900 de nuestra era.

Otros depósitos cuaternarios

Depósitos de ladera: En muchos casos se pueden correlacionar con una de las terrazas o una de las épocas de glaciación, como lo muestran los trabajos de Dollfus (1965), Mégard (1968) y Blanc (1984).

Sin embargo, no tienen en los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos la misma importancia areal que en los de Huancayo o Jauja y no los hemos diferenciado en función de su edad, la cual se refleja esencialmente, en las zonas donde predominan las formaciones rocosas carbonatadas, por grados diferentes de encostramiento calcáreo.

Por lo general, se le ha atribuido el símbolo Q-e. En unas pocas áreas, como las laderas del valle del río Mantaro entre la confluencia de los ríos Huari y Llocllapampa (La Oroya), donde predominan los encostramientos y los horizontes de travertinos que provienen de manantiales de aguas ricas en carbonato de calcio, los hemos diferenciado con el símbolo Q-etr. Es de notar que, en la parte baja de estas laderas, encima del nivel de las terrazas Q-t2, estos travertinos Q-ert cimentan también restos de terrazas antiguas Q-t3.

Travertinos: Existen otros depósitos de travertinos en los fondos de los valles, depositados por manantiales o por los mismos ríos, identificados con el símbolo Q-tr. El caso más espectacular es el del alto río Cañete entre Vilca y la confluencia con el río Alis, donde embalses de travertino interrumpen el curso del río, dando lugar a la formación de lagunas largas y estrechas y de caídas de agua; sin embargo, estos embalses de travertino no pudieron figurar en el mapa debido a su tamaño reducido.

Capítulo IV

ROCAS INTRUSIVAS

El magmatismo, efusivo o intrusivo, se emplazó en pulsos que se ubican a su turno en los orógenos sucesivos: Neoproterozoicos y Andinos.

La falta de un conjunto adecuado de datos petrológicos, geoquímicos y geocronológicos impide una presentación cronológica de este capítulo, obligándonos a utilizar unicamente el marco geoestructural regional, y considerando dos subzonas: una constituida por la Cordillera Occidental y las Altiplanicies, donde el plutonismo es andino, y otra constituida por la Cordillera Oriental, donde se presentan intrusivos tanto andinos como ante-andinos.

El batolito de la costa no aflora en la zona estudiada, con la excepción de un pequeño stock diorítico y tonalítico ubicado en la margen derecha del río Cañete en el límite de los cuadrángulos de Tupe y Yauyos, el cual, según Salazar y Landa (1993) forma parte de la superunidad Catahuasi de la zona marginal oriental del batolito. Un plutón de esta superunidad fue datado en 24±1 M.a. por isocrona Rb/Sr (Beckinsale et al., 1985).

CORDILLERA OCCIDENTAL Y ALTIPLANICIES

Intrusivos circunscritos granulares

Son más numerosos y ocupan áreas mayores en la Cordillera Occidental, y van decreciendo paulatinamente en número y tamaño hacia el NE en las Altiplanicies.

En la Cordillera Occidental y el borde SO de las Altiplanicies, los principales macizos intrusivos son stocks alargados en la dirección NO-SE, de unos 5 a 17 km de largo por 4 a 7 de ancho, que son por lo general equigranulares. No están deformados en forma íntima, salvo a veces cerca a sus contactos, donde pueden ser afectados por cizallamientos tardíos en condiciones retrógradas respecto a las de su emplazamiento.

Sus techos alcanzan alturas variadas: 5,000 m para el de la laguna Llongote, 4,800 m para el de Bañadero (Yauyos), y más de 5,800 para el de Tuyujuto en la esquina SO del cuadrángulo de La Oroya. En algunos casos se puede observar el paso del contacto, por lo general muy parado, del borde del intrusivo a su techo, que aparece como subhorizontal.

Damos a continuación una lista de los principales macizos intrusivos, cada uno de los cuales es bastante homogéneo en su composición; las coordenadas se refieren a un punto ubicado en la parte central de cada uno:

- Tuyujuto (La Oroya y Yauyos; 8,676 x 392): granodiorita con plagioclasa, hornblenda, biotita, ortoclasa, cuarzo, apatita, zircón y opacos; bastante deformada en su borde NE con numerosos diques de aplita y pegmatita (según von Hillebrandt y Mirvald, 1969):

- Tunshu (La Oroya; 8,686 x 395): está formado de dos macizos separados por un tabique de capas rojas metamorfizadas; el macizo principal que aflora en el nevado Tunshu, consiste en tonalitas y dioritas con biotita y anfíbol; la diorita contiene restos de un clinopiroxeno en vía de alterarse a anfíbol; el macizo NE o de Vicuñita, consiste en tonalita a anfíbol, granodiorita rica en biotita, y variedades porfiríticas de las mismas rocas, las plagioclasas están frecuentemente alteradas a epídota y calcita.

Otra muestra tomada al E de este nevado en la laguna de Shiurococha (8,684.5-396.5), se trata de una cuarzo monzodiorita, de color gris a gris oscuro de granularidad fanerítica, la tinción para feldespato potásico y plagioclasa dan resultados positivos así como la reacción al ácido clorhídrico débilmente positivo, la observación microscópica ha determinado que tiene una textura granular, hipidiomórfica, parcialmente mirmequítica.

Los minerales esenciales están constituidos de plagioclasa (60%), cuarzo (12%), biotita (11%), feldespato potásico (10%) y los minerales accesorios constan de calcita (3%), piroxeno (2%), cloritas (%), opacos (%), turmalina, epídota y albita en trazas así mismo minerales secundarios conformados de calcita, cloritas, epídotas. La alteración presente con carbonatación débil, cloritización y epidotización muy débiles.

Los cristales de plagioclasa zonados y maclados; el cuarzo, biotita y el feldespato potásico intersticiales; escasos cristales de turmalina aciculares y/o radiales. Las plagioclasas presentan albitización en la parte central de los granos y en los bordes, se alteran a calcita y con incipiente epidotización, las biotitas se alteran a calcita y a epídota.

- Llicococha (Yauyos; 8651x397): diorita;

- Bañadero (Yauyos; 8642x404): diorita;

- Huancaya (Yauyos; 8654x410): granodiorita a diorita con biotita y anfíbol; están cloritizadas, muy deformadas y atravezadas por numerosos diques aplíticos y pegmatíticos a lo largo de su borde oriental y en particular en una larga apófisis que sigue el cauce alto del río Cañete hasta Vilca; el techo incluye una vasta área con alteración ferruginosa en los cerros de su parte oeste (cerros Alta Cruz y lagunas Huanincocha y Carascocha);

- Paraco (Yauyos; 8650x408): pequeño macizo de tonalita clara; corta a las rocas más oscuras del macizo de Huancaya;
- Laguna Llongote (Yauyos; 8630x397): granodiorita clara con facies ricas en biotita y otras en anfíbol; y numerosos diques aplíticos;
- Yauricocha (Yauyos; 8639x428), Exito (Yauyos; 8631x428): granodiorita a cuarzomonzonita.
- Caja Real (Yauyos; 8655x428): diorita porfirítica con plagioclasa anfíbol, opacos, escasa ortoclasa, muy poco cuarzo; contiene epídota cristalizada en forma de abanicos;
- Cantagallo (Yauyos; 8664x422)
- Cerro Yahuarpuquio C. de La Oroya se han tomado dos muestras uno en el punto (8693-424.5) y la otra muestra al S del cuerpo intrusivo (8690.7-426.1), lo que nos indica que este cuerpo intrusivo varía de una microtonalita porfirítica a microdiorita porfirítica, la roca en general es blanco grisáceo con manchas oxidadas y de granularidad afanítica, la primera de ellas (Foto N° 25) reacciona en forma positiva a la tinción de feldespato potásico más no la segunda mientras que a la tinción de plagioclasa y reacción al ácido clorhídrico responden positivamente. Ambos tienen textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y biotita en matriz micro granular, en la última de las muestras los fenocristales son escasos. También constan de minerales esenciales de plagioclasa en porcentajes (78%) y (;%); cuarzo éste mineral contiene en menor proporción la segunda muestra más bien predomina el cuarzo secundario (II).

La primera muestra tiene cloritización débil y la segunda presenta silicificación y micácea moderada y también débil cloritización.

La primera muestra tiene biotitas tabulares o están rellenando intersticios, se alteran débilmente a cloritas, los minerales opacos están diseminados en la roca y las limonitas rellenan microfracturas e intersticios de la roca.

La segunda (muestra tomada más al SE), foto N° 26 se caracteriza por tener los feldespatos alterados a micas (muscovita-sericita) moderadamente, las biotitas se alteran a cloritas y son parcialmente reemplazados por minerales opacos, la moderada silicificación rellena intersticios y cavidades de la roca, otra muestra (adicional a la segunda) aproximadamente a 500 m de la anterior, los feldespatos están débilmente sericitizados, mas bien está siendo o ha sido intensamente reemplazado por albita. Además, la silicificación es débil a moderada.

Magdalena consta de dos cuerpos intrusivos emplazados en un área pequeña que aflora en el río Cañete, límite de los cuadrángulos de Tupe y Yauyos, el primer cuerpo consta de diorita (Foto N° 27) de color gris a gris oscuro, fanerítico, es de textura granular hipidiomórfica, los minerales esenciales son plagioclasa 74%, diópsido 20%; minerales accesorios de biotita 3%, opacos 2%, augita 2% e hiperstena en trazas.

Los minerales opacos reemplazan parcialmente a los minerales máficos e incluso al piroxeno, forma una textura mirmequítica por inclusiones de piroxeno en la plagioclasa. Este cuerpo es cortado por otro cuerpo blanquecino de naturaleza aplítica, foto N° 28, de granularidad parcialmente fanerítica, tiene textura porfirítica con fenocristales de feldespatos en la matriz; tiene minerales esenciales de fedespato potásico 30%, cuarzo 60% y los minerales accesorios de sericita, muscovita, plagioclasa, opacos y rutilo; presentan sericitización y argilización débil a moderada.

El feldespato potásico está alterado a arcillas y rellena intersticios, la muestra es granular y representa el 55% de la roca y los agregados de cuarzo-mica representan el 45%.

Estos macizos atraviezan las formaciones cretáceas plegadas y a menudo la cubierta volcánica también deformada, llegando muy cerca a la superficie. Esto demuestra que se emplazaron posteriormente a la fase incaica 2 (fines del Eoceno) y en algunos casos después de la fase quechua 1 (fines del Mioceno inferior).

El único macizo de la zona estudiada que haya sido datado por el método K/Ar es el de Yauricocha, fechado en 6,9±0,4 M.a. (Giletti y Day, 1968). En una posición más cercana al batolito, la diorita de Surco (Matucana) ha sido datada en 18±1 M.a. por los mismos autores. Las monzonitas cuarcíferas de Morococha, en una posición similar al macizo del Tunshu, dieron 8,3±0,3 M.a.(Eyzaguirre et al., 1975). En el distrito minero de Huachocolpa, la actividad intrusiva principal tuvo lugar entre 10,5 y 9 M.a., con una manifestación posterior aislada en 8,2 M.a. y edades de 4,6 a 3,7 M.a.en los diques tardíos (Mc Kee et al., 1975). Aunque poco numerosas, estas edades documentan una actividad intrusiva contemporánea del volcanismo miocénico y pliocénico.

El contacto de estos intrusivos con las rocas de caja es nítido. En la rocas volcánicas, inducen un metamorfismo de contacto débil pero desarrollan a menudo extensas zonas de alteración ricas en fierro. En las calizas producen marmolización, a veces sobre varios centenares de metros, y aureolas de metamorfismo de contacto que también se observan en las capas rojas, cuyo color varía entre rojo, violáceo y verde.

Los minerales de metamorfismo son silicatos: granate, diópsido, anfíboles de la serie tremolita-actinolita, epídota, wollastonita, escapolita, tal como se puede observar alrededor de los stocks de Tuyujuto, Tunshu, y Yauricocha. Depósitos mineralizados importantes pueden estar ligados a este metamorfismo y al posterior hidrotermalismo.

Con pocas excepciones, no se nota efectos mecánicos en la roca de caja en relación con la intrusiones, que debieron hacerse por "stoping" y asimilación. El caso del stock de pórfido diorítico del cerro Huacra (La Oroya; 8683x427) es una de estas excepciones; tiene una sección circular de 2,7 km de diámetro; al emplazarse deformó la capas rojas del sinclinal de La Oroya-Consacc, muy abierto en esta zona, en tal forma que se pusieron verticales en el contacto y que se plegaron en un sinclinal secundario de eje curvo.

Foto Nº 26. Aumento 150x
Granos de micas (MCs), feldespatos (FPs) alterados a calcita (cac) y minerales opacos (OPs).

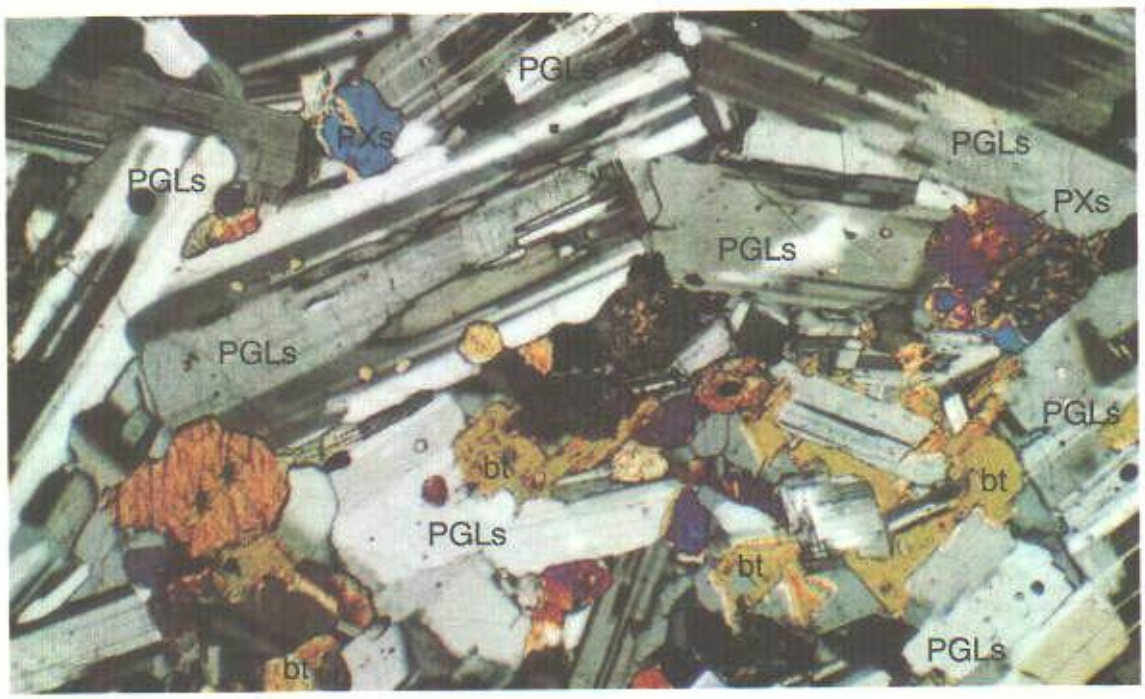


Foto Nº 27. Aumento 75x
Cristales de plagioclasa (PGLs), piroxenos (PXs) y biotitas (bt).

PAGINA EN BLANCO

Intrusivos hipoabisales

Sus afloramientos raras veces pasan de 3 x 1 km pero son bastante numerosos. Su composición varía de riolita a andesita, siendo más comunes las riolitas y las dacitas. Los plugs son los más frecuentes. Algunos están asociados a mineralizaciónes, como el pórfido riolítico de Chanchamina (cerro Santa Ana, 8741 x 415), pero pórfidos similares, que forman con éste un alineamiento NO-SE, no muestran indicios de esta mineralización.

En las series volcánicas de la Cordillera Occidental, se observan intrusiones hipabisales muy superficiales que son otra expresión del volcanismo cenozoico y que en algunos casos están asociados a coladas. El domo de brechas andesíticas del Pumarangra (Yauyos, 8624x419) proporciona un buen ejemplo de estas intrusiones.

Diques, sills y lacolitos básicos

Son basaltos, doleritas y diabasas, a veces también andesitas, que fueron observadas por muchos autores en las rocas mesozoicas y eocenas de las Altiplanicies y de la Cordillera Occidental, donde abundan en las formaciones del Cretáceo.

Estas rocas nunca fueron estudiadas sistemáticamente, pero Harrison (1943, 1956b) determinó que una parte de ellas son doleritas con olivino y otra parte basanitas y teschenitas con analcima, olivino frecuentemente serpentinizado y augita.

En este estudio, recogimos también doleritas con olivino y una wehrlita que forma un dique en la esquina NO del cuadrángulo de Yauyos. La edad de estas rocas no es conocida, ni su significado en el marco de la cadena andina. Algunas, como el sill basáltico presente en la Formación Jumasha cerca a la mina Yauricocha, han sido plegadas en las estructuras de la fase incaica, lo que significa que fueron emplazadas entre el Albiano medio y el Eoceno superior.

CORDILLERA ORIENTAL

Tan sólo en la Cordillera Oriental afloran intrusivos relacionados con los orógenos pre-mesozoicos, conjuntamente con otros que probablemente son andinos.

En el área estudiada aquí, el conocimiento de estos cuerpos es limitado por el pequeño número de edades radiométricas y la ausencia de estudios geoquímicos, en tal forma que nuestros aportes se ven restringidos a algo de petrografía y al examen del estado de de formación de los intrusivos y de sus relaciones con las rocas de caja o con otros intrusivos.

Marco crónologico del magmatismo a escala regional

Dada la escasez de datos ya señalada, nos parece útil revisar los pocos casos en los cuales la edad de los intrusivos de la Cordillera Oriental está establecida por métodos radiocronológicos, ampliando la discusión al sector comprendido entre 11° y 12°S. Estos intrusivos están localizados en la figura N° 34 y son los siguientes:

- Adamelita de Pacococha: es una roca porfídica que contiene pertitas zonadas y biotitas frecuentemente cloritizadas. No muestra deformación dúctil pero esta dividida en bloques prismáticos por una red de diaclasas espaciadas de 2 a 10 m y a menudo rellenadas por diques de diabasa. Recorta sericitoesquistos Neoproterozoicos en sus bordes norte y este y los conglomerados basales del Misisipiano la cubren discordantemente hacia el SO. La edad radiométrica K/Ar de las biotitas, medida por H. Maluski y P. Blatrix, es 346±10 M.a. (Devóniano superior), lo que hace de la adamelita de Pacococha el primer intrusivo eohercínico post-tectónico identificado en el Perú. Las cloritas de esta roca también fueron datadas, dando una edad de 290±50 M.a., resultado descartado debido al alto grado de contaminación de este mineral.

- Granito de La Merced: granito rosado a gris de grano grueso, con biotita y a veces hornblenda, que muestra una estructura rapakiwi (sensu lato) y por lo general no está deformado. En el cuadrángulo de Jauja (Paredes, 1994), atraviesa y metamorfiza a la secuencia marina del Carbonífero y del Permiano inferior. Cantos de este granito se encuentran en tobas y en conglomerados atribuidos al Grupo Mitu del Permiano superior-Triásico inferior. Una isócrona Rb/Sr (Capdevila et al., 1977), recalculada con las nuevas constantes, da una edad de 246±10 M.a., cercana a la del límite Permiano-Triásico. Lo consideramos por lo tanto como un granito tardihercínico tardío.

- Cuarzomonzonita de Talguis: aflora en la carretera Concepción-Satipo y ha sido estudiada por Paredes (1972, 1994) y por Soler (1991); según este último autor, es una cuarzomonzonita con ortosa pertítica, plagioclasa zonado, biotita, clinopiroxeno y hornblenda, con zircón y apatita abundantes. No aparece deformada; corta las mismas rocas del Paleozoico superior que el granito de La Merced. Sus biotitas han sido datadas por Bonhomme (in Soler et al., 1990), por el método K/Ar en 245±11 M.a. Sería subcontemporánea con el granito de San Ramón y también tardihercínica.

- Granito de Esquicocha: este pequeño macizo de granito hololeucócrata, con muscovita, que también atraviesa el Paleozoico superior, aflora más al este a lo largo de la carretera a Satipo. Ha sido datado en K/Ar por Bonhomme (in Soler et al., 1990); las muscovitas dieron 253±11 M.a. y las plagioclasas 204±7 M.a.; Soler considera la edad de 253 M.a. como la edad mínima de emplazamento del granito y atribuye la edad discordante de la plagioclasa debido a una pérdida de argón.

- *Cuarzomonzonita de Carrizal*: aflora al principio de la bajada hacia Satipo; contiene biotitas datadas por Bonhomme en 233±10 M.a. con una edad discordante dada por los feldespatos potásicos en 150±7 M.a.

- Adamelita de Sacsacancha: según Paredes (1994), esta roca leucócrata con cuarzo, ortosa pertítica, albita, biotita, y a veces hornblenda, que aflora en el cuadrángulo de Jauja entre Concepción y Comas en la carretera a Satipo, atraviesa rocas del Neoproterozoico y del Grupo Mitu. Bonhomme (in Soler et al; 1990), ha proporcionado edades K/Ar concordantes de 35,8±3 y 35,2±1,6 M.a. en hornblenda y biotita y edades fuertemente discordantes sobre lotes de plagioclasas provenientes de dos muestras diferentes (82,0±3,8 y 74,2±4,6 M.a.). Soler considera una edad Paleógena (Eoceno superior) para esta adamelita.

A pesar de la necesidad de confirmar las edades K/Ar por métodos radiocronológicos menos sensibles a los fenómenos tectónicos y térmicos, en particular cuando el control estratigráfico es mínimo, se puede concluir a la presencia de granitoides de edad Eohercínica (Devoniano superior), tardihercínica (Permiano superior, Triásico inferior) y andina (Paleógeno en este caso) en la Cordillera Oriental del Perú Central.

En cuanto al estado de deformación de estos plutones, es muy débil y no-penetrativo en los casos que acabamos de revisar. Esto no deja de ser asombroso si se considera que en las Cordillera Oriental afloran también calizas Triásico-liásicas fuertemente plegadas y hasta metamorfizadas sintectonicamente como en el sinclinorio de Ricrán. Lo más probable es que la deformación andina esté concentrada en corredores relativamente estrechos fuera de los cuales hubo tan solo deformaciones de gran longitud de onda. Veremos ahora que estos corredores pueden afectar también a los granitoides.

Batolitos complejos

Gran parte de la esquina NE del cuadrángulo de Tarma está ocupada por un batolito cuyo ancho es de 23 km a lo largo del paralelo 11°S, que va reduciéndose a 6 km a la latitud de Palca (11°20'S). Parte de esta área fue objeto de una exploración rápida por J.V. Harrison (1956a), quien atribuyó a las rocas ígneas y metamórficas una edad pre-devoniana.

La falla de Cayash, que tiene un rumbo N-S cerca a 11°S y NNO-SSE más al sur, permite dividir este batolito en dos sectores diferentes en función de su petrología: el complejo de Casca (8769 x 434.5) al SO y el granito de San Antonio al NE. Los estudiaremos mediante tres secciones de dirección aproximadamente NE-SO.

Sección de Yanec a Cayash y Choras (Fig. N° 35)

En Yanec (8777,5 x 420), caserío al cual se llega por una trocha que se inicia en Junín, afloran micaesquistos Neoproterozoicos con intercalaciones gneisificadas de

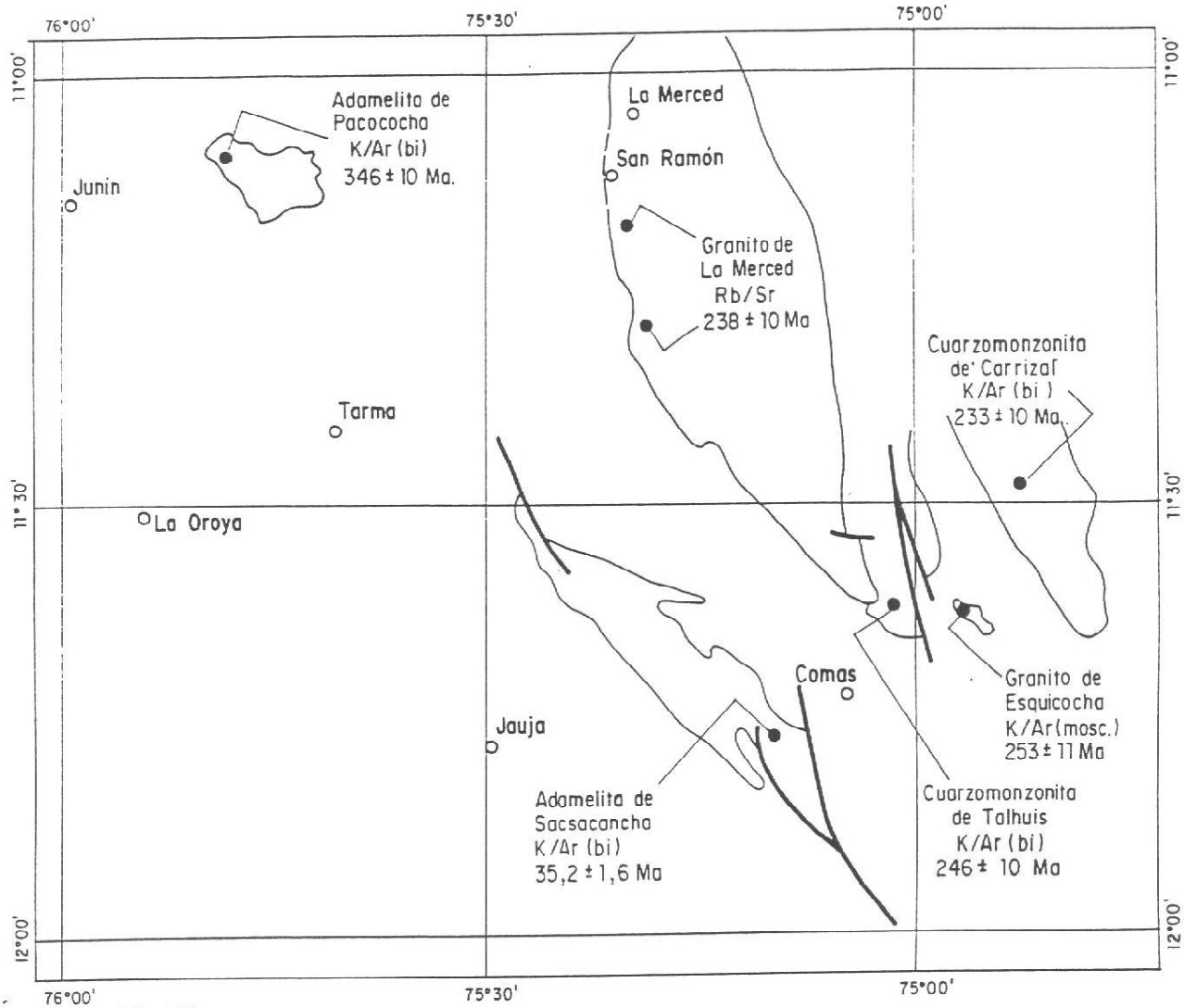


Fig. 34

Dataciones radiométricas en la Cordillera Oriental entre 11° y 12° S.

diorita y granito, que más al SO están intruidos por la adamelita Eohercínica de Pacococha (véase supra).

El complejo batolítico de Casca empieza a aflorar al NE de la quebrada Tingo, unos 3 km al NE de Yanec, y consta de los siguientes granitoides, que todos cortan las metamorfitas precambrianas:

g1: se trata de una granodiorita de grano grueso con biotita y alanita,que fue íntimamente deformada en condiciones epizonales: los cuarzos han sido fragmentados y recristalizados en cristales de pequeña dimensión engranados unos con otros; las biotitas perdieron parte de su fierro, que fue a acumularse en los clivajes, pero ninguna se alteró a clorita;

g2: son tonalitas con biotita, oscuras y de grano fino, deformadas en las mismas condiciones que g1; sus biotitas también perdieron parte de su fierro y están frecuentemente afectadas por kink-bands; parece que atraviesan g1;

g3: son tonalitas, granodioritas y dioritas no deformadas de forma penetrativa, de grano mediano, con anfíbol y biotita; pueden ser intensamente deformadas en corredores de algunos metros o decenas de metros de ancho; atraviesan g1 y g2;

g4: monzogranitos que afloran a modo de tabiques de hasta 500 m de grosor, en los cuales alternan cuerpos tabulares de roca sin deformar y corredores miloníticos donde el monzogranito puede adquirir la apariencia de una riolita. Parece que rellenan zonas de fractura en extensión, carácter ya notado por Harrison, se considera que son la intrusión más jóven del complejo de Casca.

Algunos centenares de metros al este del caserío de Cayash, se oberva la falla homónima,; es una falla antigua, que fue removilizada durante los últimos 10.000 años con un salto normal de 10 metros que afecta a morrenas. Esta falla separa las dioritas g3 que afloran en Cayash del granito de San Antonio (g5), que es un conjunto de granodioritas y adamelitas que contienen biotita pardo-rojiza y mUscovita. Están deformadas en la cercanía de la falla de Cayash donde se nota una foliación grosera paralela a la falla. Hacia el este, una vez cruzado el río Puyhuan, muestran cataclasis y sausuritización de los plagioclasas; además g5 es cortado por diques cuyo número va creciendo hasta su límite oriental, que se ubica 2 km al este de Rambrash.

Este límite es una faja milonitizada al este de la cual aflora otro conjunto granodiorítico g6 de color más claro que g5. Hacia el este, estas leucogranodioritas cabalgan unas lutitas y areniscas Mitu, a las cuales, más al sur, están asociadas brechas que contienen cantos de g6.

La granodiorita andina de Choras, que aflora en la bajada al río Ulcumayo, atraviesa este conjunto Mitu; es una roca basal, cuya biotita esta cloritizada.

Dejando de lado la granodiorita andina de Choras y los monzogranitos g4 que son tardíos y pueden ser andinos, resulta difícil atribuir una edad a los otros granitoides encontrados a lo largo de esta sección. Si utilizamos como criterio su estado de deformación, comparándolo con el de la adamelita de Pacococha, se puede considerar

tentativamente que g1 y g2 son granitoides post-tectónicos Neoproterozoicos, deformados luego por las fases eohercínica, tardihercínica y andinas. En cuanto a g3, g4 y g5 podría tratarse de granitos tardihercínicos emplazados en el Permiano terminal, como los de Talhuis o Carrizal (véase supra) o bien de granitoides andinos. En el mapa adoptamos esta última opción que será confirmada por dataciones radiométricas.

Sección Tiambra (río Huasahuasi)-Hacienda Huacuas-Hacienda Casca-San Antonio (Fig. N° 36)

Esta sección, complementada por observaciones hechas cerca a las lagunas Torococha y Maniacocha en las nacientes del río Huacuas, confirma las observaciones del párrafo precedente.

En ella se vuelve a encontrar granitos deformados íntimamente de tipo g1, cortados por un conjunto de granodioritas oscuras, dioritas y tonalitas muy claras (tonalitas de Huacuas), que es muy poco deformado y análogo a g3.

Entre Tiambra y la hacienda Huacuas, se observa un gran macizo g3 de dioritas, que parecen ser los precursores básicos de las tonalitas de grano fino que las atraviesan; en las nacientes del río Huacuas, g1 se emplazó dentro de gneises y fue cortado a su turno por diques de diorita de grano fino; otros diques de tonalita clara atraviesan tanto g1 como los diques dioríticos.

Más al este, se vuelve a encontrar g1, de grano grueso y a veces con grandes ortosas rosadas hasta llegar a un tabique gnéisico que aflora entre la hacienda Casca y el abra que conduce a San Antonio. En el abra se notan unas riolitas y pórfidos cuarcíferos milonitizados que buzan 50° hacia el SO y constituyen la extremidad sur de la falla de Cayash, cuyo desplazamiento verosimilmente se reparte más al sur entre varios cizallamientos parados en los gneises y esquistos Neoproterozoicos.

Caminando hacia el este a partir del abra, se entra en el granito de San Antonio, con sus biotitas pardo-rojizas, que también se presenta como diques dentro del Neoproterozoico.

Entre este perfil y el río Huasahuasi ubicado más al sur, las tonalitas g3 de Huacuas cortan una estructura andina, que consiste en un compartimento limitado por dos fallas inversas buzando al SO, que afectan terrenos de edad comprendida entre el Neoproterozoico y el Triásico, por lo que atribuimos una edad andina, sin más precisión, al conjunto g3.

Sección del río Tarma (de Huacapistana, al NE, hasta las cumbres entre los ríos Tarma y Huasahuasi, al SO; Fig. N° 37)

Esta sección atraviesa dos macizos de granitoides que cortan al Neoproterozoico metamórfico:

- **Granito de Huacapistana:** es un granito migmatítico con microclina; su color es oscuro; proviene de la fusión de los gneises Neoproterozoicos del maci-

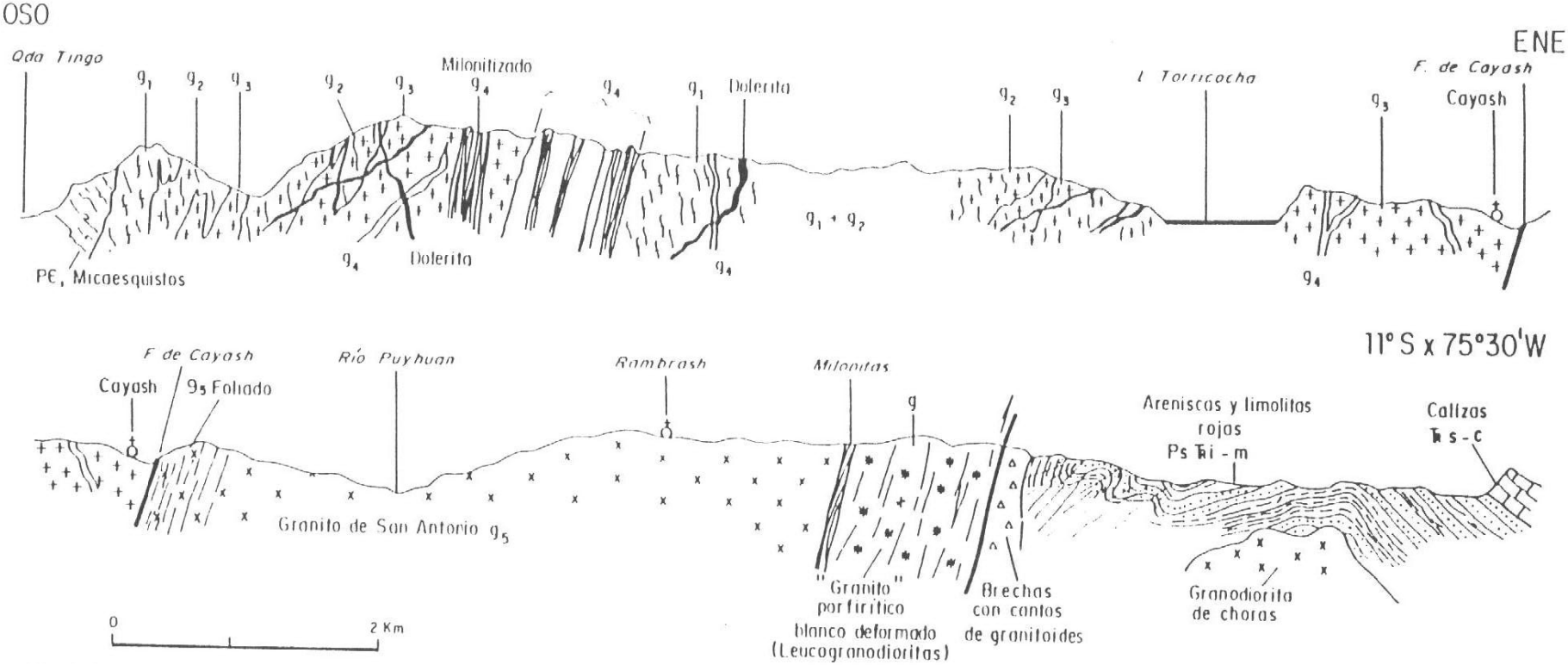


Fig. 35

Perfil entre Yanec (Quebrada Tinga), Cayesh y el punto 11°S - 75°30'W, através del complejo batolítico de la parte NE del cuadrángulo de Tarma

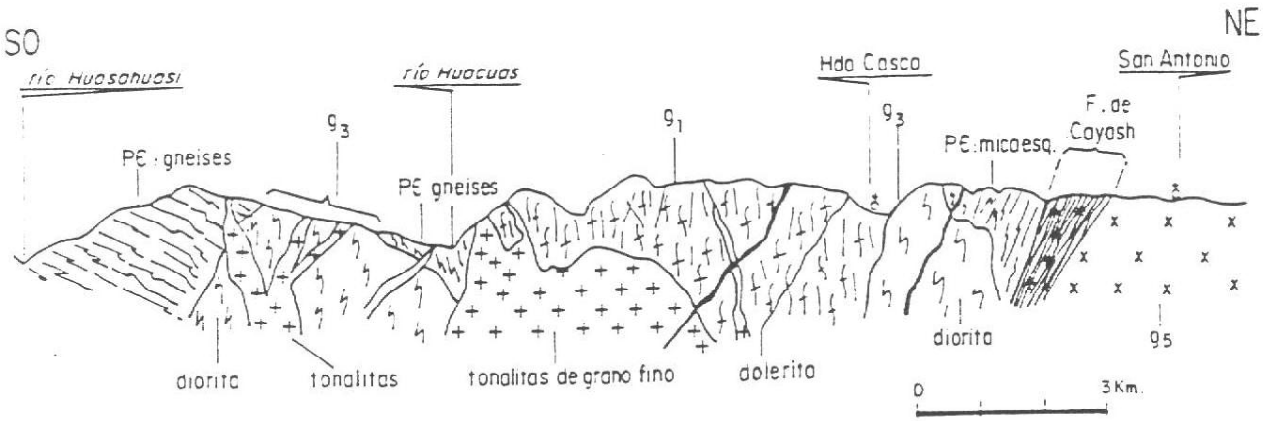


Fig. 36.- Perfil entre el río Huasahuasi, la Hda. Casca y el caserío de San Antonio, a través del complejo batolítico de la parte NE del cuadrángulo de Tarma

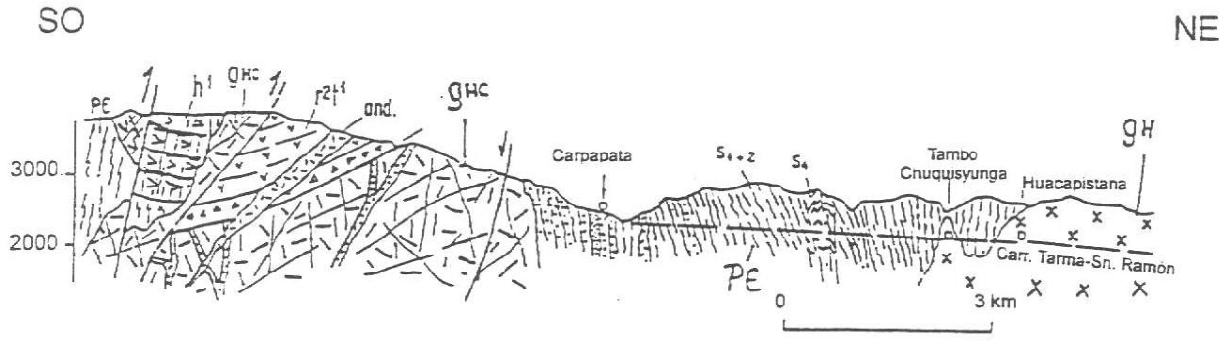


Fig. 37 Perfil a lo largo de la cerretera Tarma San Ramón entre Carpapata y Huacapistana complementado hacia el SO por los cerros entre el rio Huasahuasi y río Tarma. Al NE el granito de Huacapistana (gH) corta al neoproterozoico en su borde occidental. Al SO, la adamelita de Huayaunioc (gHc), también corta el Neoproterozoico y al Grupo Ambo (h^1) que está cubierto discordantemente por el Grupo Mitu (r^2 t^1).

zo de Marayniоc-Mayrazo. En su contactos con los gneises, se ve que estos pasan a migmatitas con sillimanita que se vuelven más y más homogéneas y pasan a su vez al granito; esta transición se observa bien en su borde NE donde el contacto granito-gneises es subconcordante con la foliación gséisica. Al contrario, el contacto SO es de tipo intrusivo, ya que el granito forma apófisis que atraviesan los micaesquistos de la cobertera de los gneises. Este granito parece ser precambriano, probablemente contemporáneo del segundo episodio metamórfico Neoproterozoico.

- **Adamelita de Huyauniyoc:** es una roca leucócrata que contiene escasas biotitas cloritizadas y grandes ortosas. Es afectada por una intensa fisuración que la fragmenta en bloques prismáticos decimétricos; las fisuras han sido rellenadas por clorita y cuarzo. Frecuentemente está recortada por diques; en algunos casos, como inmediatamente al este de Palca, los diques se vuelven tan numerosos que la adamelita solo representa menos de 20% de los afloramientos. Unos son básicos, variando de doleritas hasta pórfidos de plagioclasa; otros son ácidos: microgranitos, riolitas, silexitas. Al norte de Palca, la adamelita de Huayaunioc está cubierta discordantemente por brechas que contienen cantos de la adamelita y por rocas volcánicas poco deformadas, de color morado, que las atribuimos al Grupo Mitu. En un bloque fallado más al SO, la adamelita atraviesa rocas volcánicas que parecen ser las del Misisipiano y están más deformadas que las del Grupo Mitu, ya que presentan una esquistosidad de fractura. Por lo tanto, consideramos que la adamelita de Huayaunioc es un granitoide tardihercínico.

Intrusivos circunscritos

A parte de los intrusivos andinos que participan en batolitos complejos como los que acabamos de describir, existen pequeños plugs dioríticos a tonalíticos que atraviesan las series andinas y son particularmente numerosos en el sinclinorio de Ricrán. Son notorias unas microdioritas ofíticas que forman sills y plugs de menos de 1 km de extensión y son muy numerosas entre Tapo y Maco (Tarma). Son de color verde y están esencialmente formadas por cristales de clinopiroxeno rodeados por plagioclasas automorfas alargadas. Parecen posteriores a todas las estructuras andinas registradas en esta zona, ya que se emplazaron en rocas muy deformadas sin que ellas tengan deformación penetrativa.

Estas rocas no fueron datadas, pero numerosos stocks ubicados en una posición similar en el orógeno andino, fueron fechados en los alrededores de Cerro de Pasco por el método K/Ar (véase Soler, 1991). Los datos son algo heterogéneos, ya que unas veces se dataron rocas totales, y otras veces minerales, pero se agrupan entre 31 y 24 M.a. por una parte, y 15 a 7,5 M.a. por otra parte, siendo todos posteriores a la fase incaica.

PAGINA EN BLANCO

Capítulo V

TECTONICA

Este capítulo se inscribe en dos marcos de referencia distintos:

- el marco temporal de las tectorogénesis: Neoproterozoica, eohercínica, tardihercínica y andina,
- el marco espacial de las zonas estructurales definido al principio de este boletín.

El vocabulario empleado en este capítulo en lo concerniente a mecanismos de deformación es mayormente el del libro de M Mattauer "Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre", Omega, Barcelona, 1976.

TECTOROGENESIS NEOPROTEROZOICA

La poca dimensión de las áreas donde aflora el Neoproterozoico (Fig. N° 5), unida a la sobreimposición de estructuras e intrusiones más recientes, no permitió realizar un estudio detallado de las estructuras relacionadas con esta tectorogénesis. observaciones microestructurales, que, a pesar de ser limitadas al afloramiento, tienen un valor bastante general, dado la homogeneidad de las características de la deformación a escala regional.

El rasgo estructural más conspícuo en el Neoproterozoico del Perú Central es una foliación s2 mimética de la estratificación y de una primera foliación s1. La foliación s2 está plegada por una o dos fases tardías. En la descripción que sigue, partiremos de las estructuras F4 y F3 que son las más recientes. Nos referiremos a menudo a los perfiles de la figura N° 38.

Las estructuras tardías están por lo tanto bien desarrolladas en todas las escalas su estudio sucinto muestra que determinan por lo menos dos etapas de deformación F3 y F4 quedando por demostrar que las estructuras F3 o F4 descritas en diferentes sectores forman grupos contemporáneos independientes. Se sabe muy poco de edad, en algunos casos su dirección es N 60° O a N 50° O, por lo tanto muy próximo a la dirección mayor eohercínica y a la dirección andina, lo que podría hacer pensar que se debe a estas tectogénesis; en otros casos, como en Alcacocha, F3 y F4 no tienen

nada que ver con las direcciones de los pliegues eohercínicos o andinos próximos. Son por lo tanto, con mayor probabilidad neoproterozoicos.

Estructuras precoces F2 y F1

Se trata esencialmente de la foliación s2, superficie que tiene un buzamiento alto y de dirección próxima a la dirección andina.

Una sección delgada, s2 tiene características variables. Corresponde a menudo a planos de blastomilonitización a lo largo de los cuales neocristalizan pequeñas sericitas y se reorientan micas de fases anteriores: Es el caso de la zona de Carpapata. En otras partes como el Huaytapallana, las biotitas y las muscovitas que se ubican en los planos s2 están ya bien cristalizadas. En ambos casos se nota en sección delgada la presencia de pligues "intrafoliación" que generalmente doblan los minerales filíticos relacionados con s1; pero en algunos casos donde las condiciones de temperatura son probablemente más altas, la biotita recristaliza miméticamente en los planos s1 plegados por F2. Por supuesto, todos estos pliegues "intrafoliación" tienen a la foliación s2 como plano axial.

Además se nota en las secciones delgadas que s2 rodea objetos anteriores a la tectónica F2 que suelen ser granates a veces fisuradas y cloritizadas, albitas con alineamientos de inclusiones francamente oblícuas respecto a s2 o bien nódulos cuarzo-feldespático. Una albita del macizo de jabonillos contiene inclusiones de epídota alineadas que dibujan un pliegue cuyo plano axial s2; así que este alineamiento de granos de epídota puede representar una superficie anterior a s1; quiza se trata de una s0 plegados por F1.

Metamorfismo Neoproterozoico

El estudio del metamorfismo Neoproterozoico a escala regional (véase al respecto Dalmayrac et al.; (1988) y Mégard (1979).

Se distinguen dos grupos de paragénesis metamórficas que están asociadas a las fases de deformación F1 y F2.

Paragénesis F1

Se observan unicamente en fenoclastos relictos alrededor de los cuales se moldea la esquistosidad principal, como el de la figura N° 41. En el cuadrángulo de Tarma, y particularmente en los macizos de Palcorán y Chupán-Huasahuasi, las más frecuentes son *paragenesis epizonales* poco diagnósticas en esquistos verdes con:

(1) muscovita, clorita
(2) muscovita, clorita, biotita.

En algunas láminas cortadas en anfibolitas intercaladas en estos esquistos parece que coexisten dos clinoanfíboles: una, incolora, sería una actinolita; la otra, de co-

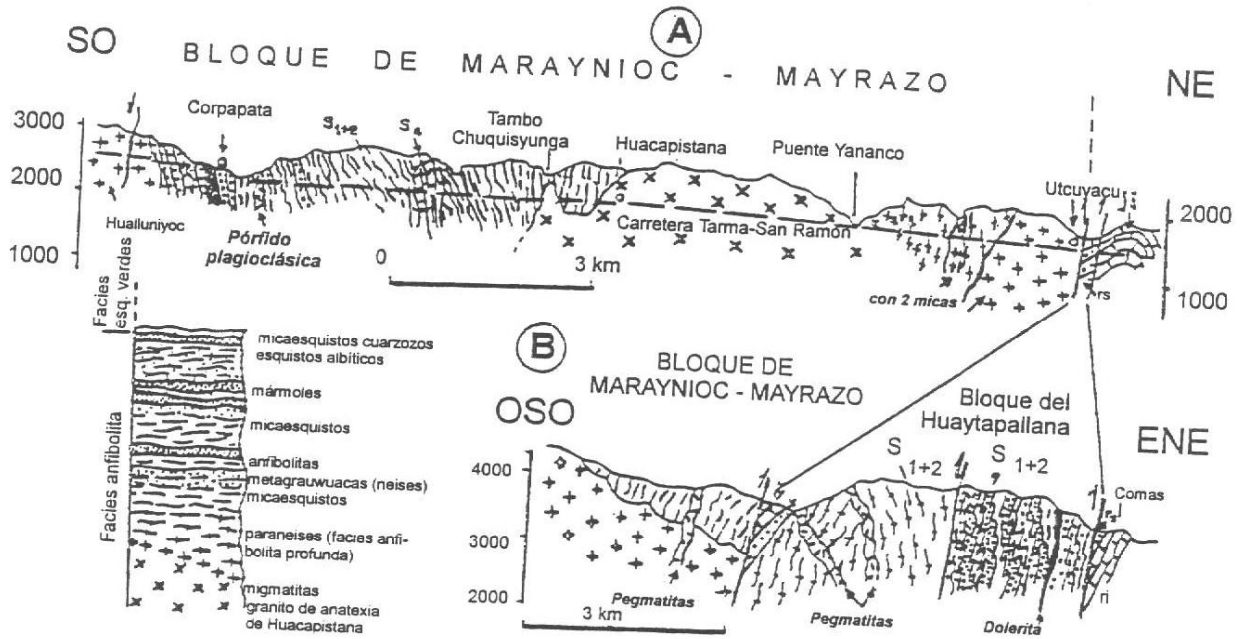


Fig. 38.- Secciones en el Precámbrico A) a lo largo de la carretera Tarma San Ramon (valle del río Tarma), B) a lo largo de la carretera de Concepción a Comas. J1 = caliza Pucará; rs = molasas rojas Mitu; ri = calizas Copacabana s1+2 = foliación precambriana; S4 = esquistosidad de crenulación tardía en el Precambriano; = granito tardihercínico de Hualluniyuc, = granito andino (?) de Utcuyacu; = granito andino de Sacsacancha.

lor verde azulado, sería una hornblenda. De comprobarse este hecho, sería un argumento a favor de un metamorfismo de baja presión.

Paragenesis mesozonales, se encuentran mayormente en los macizos de Huaytapallana y Huaytapallanakaru (cuadrángulo de Jauja) y en el de Maraynioc-Mayrazo, cuya extremidad Noroeste se ubica en el cuadrángulo de Tarma. Las asociaciones comunmente observadas son:

(3) muscovita, biotita, granate, staurolita
(4) muscovita, biotita, sillimanita, granate
(5) muscovita, biotita, sillimanita, staurolita.

Estas tampoco son muy diagnósticas, pero el conjunto de las observaciones descarta la posibilidad de un metamorfismo de alta presión.

Paragénesis F2

Este metamorfismo es mucho menos intenso que el precedente. Se traduce por minerales neoformados bien orientados en la esquistosidad s2. En la zona estudiada, los efectos mecánicos predominan bajo la forma de una blastomilonitización muy evidente en el sector de Carpapata (Fig. N° 38 A), que tan sólo es acompañada por la cristalización de pequeñas sericitas. En la proximidad de Maraynioc, los micaesquistos muestran una retromorfosis parcial o total de los granates y de las biotitas en clorita.

TECTOROGENESIS EOHERCINICA

Un esquema de la organización de la cadena eohercínica en el Perú y en Bolivia fue propuesto en el artículo de Mégard et al. (1971) y está reproducido en Mégard (1979, Fig. N° 21). La fase eohercínica sucedió entre el Devoniano medio (Formación Concepción) y el Misisipiano inferior (Grupo Ambo) y se tradujo por un plegamiento en dos etapas, cuyas estructuras principales tienen una dirección NO-SE a ONO-ESE, y por una tectónica de ruptura tardía. A esta última está asociado un magmatismo granítico (véase el capítulo "rocas intrusivas"), que es seguido de un plutonismo intermedio a ácido que se extiende en el Misisipiano.

La fase Eohercínica formó pues una verdadera cadena de montañas, que aparentemente se construyó encima de un substrato siálico, ya que hasta ahora no se identificó ninguna sutura ofiolítica en la cadena.

Discordancia eohercínica

Se observa en numerosos puntos del Perú Central y fue señalada por D.H. Mc Laughlin (1924) y por J.V.Harrison (1943). Los terrenos situados bajo la superficie de discordancia están afectados por pliegues menores cuyo buzamiento axial es muy

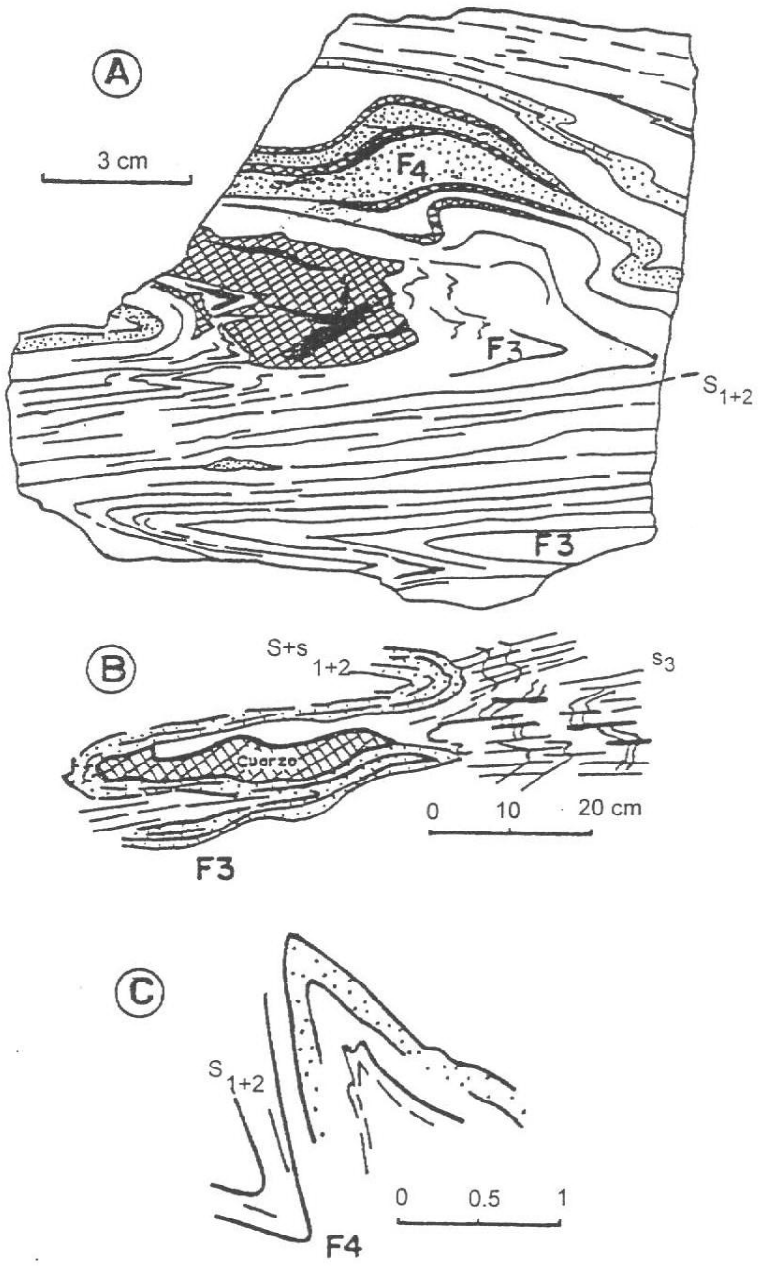


Fig. 39.- Pliegues precambrianos tardíos en los sericitoesquistos.
A: macizo de Palcorán al norte de Tarma, B y C, macizo de Chupán-Huasahuasi cerca al Lago Alcacocha.
Las áreas punteadas son cuarcitas de grano fino, los lechos en blanco son esquistos arenosos, el cuadriculado representa el cuarzo.

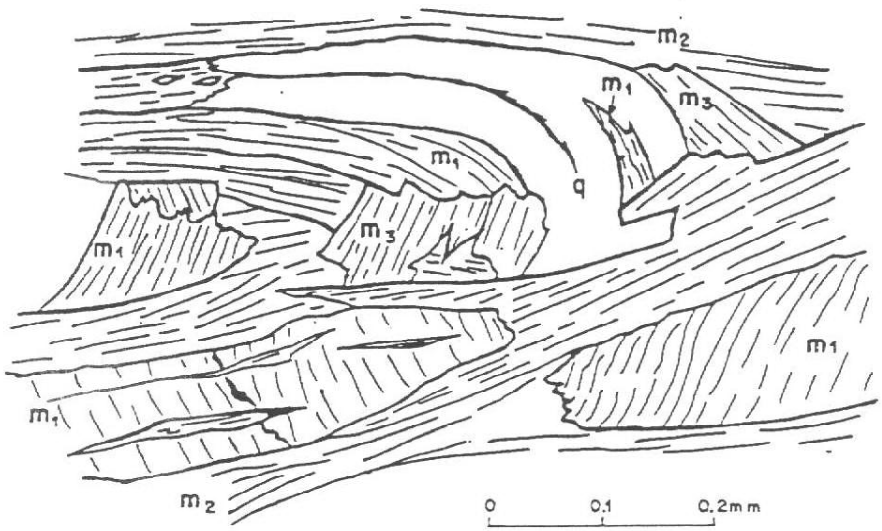


Fig. 40 Micropliegue "intrafoliación" en el esquisto verde precambriano

Las muscovitas m1 (foliación s1) tienen una extinción inestable, dibujan un pliegue F2, del mismo modo lo hace el cuarzo q. Las muscovitas m2 están totalmente reorientadas dentro de los planos s2. Las muscovitas m3, han recristalizado miméticamente a partir de antiguas muscovitas m1 y forman arcos poligonales.

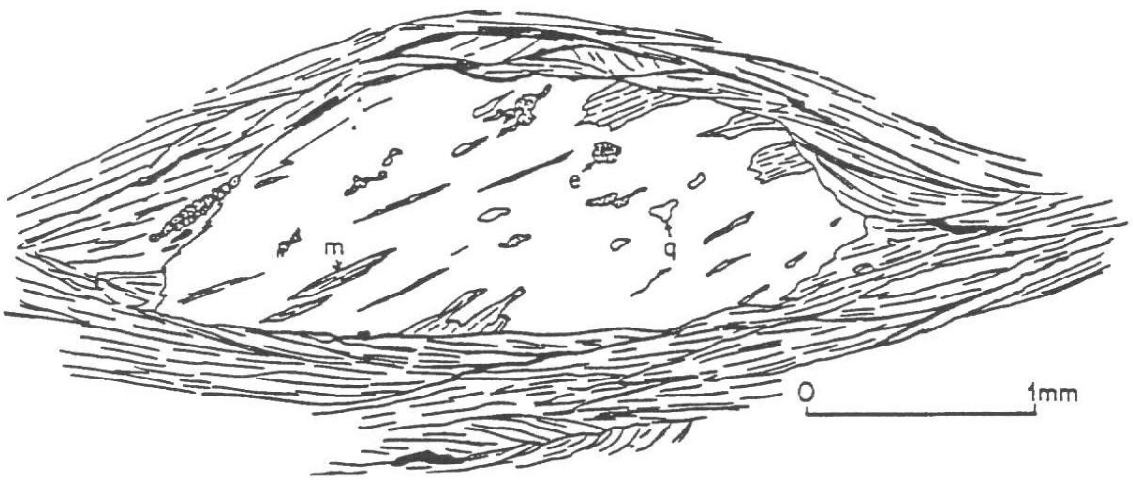


Fig. 41 Inclusiones oblícuas a la foliación 2 (s 1+2) en un pórfidoblasto de albita de la fase 1.

m= muscovita, q= cuarzo, e= epídota

variable; estos pliegues están acompañados por esquistosidad y a veces por un metamorfismo débil. La edad de estos terrenos, ordoviciana o devoniana, solo está determinada en algunas áreas. Las formaciones que cubren la discordancia son por lo general las del Carbonífero o del Permiano superior, pero también a veces las del Triásico o del Neocomiano.

A pesar de ser muy conspícua esta discordancia en todo el Perú Central, Newell et al., (1953) llegaron a la conclusión errónea que el Paleozoico superior era concordante con el Paleozoico inferior en base al examen de algunos perfiles situados en particular cerca a Tarma. Este error radica en la generalización de observaciones efectuadas en malas condiciones:

- en el corte clásico del Pensilvaniano de Tarma, 2,5 km al oeste de la ciudad, el contacto Devoniano-Pensilvaniano no es estratigráfico sino por una falla subvertical, lo que se nota con mayor claridad unos centenares de metros al este de la línea de corte, donde el Devoniano esquistoso, con pliegues menores decamétricos, está fallado contra el Pensilvaniano monoclinal y sin esquistosidad.

- en el corte de Pomachaca, 4 km al norte de Tarma, otra falla separa el Pensilvaniano del los esquistos grises a rojizos que J. Chronic (in Newell et al., 1953) atribuye al Devoniano. En este lugar, la falla hace desaparecer la parte inferior de la serie carbonífera y en particular el conglomerado basal que se observa 100 m más arriba en la pendiente, donde es discordante encima de areniscas y esquistos devonianos.

Tanto al NE como al Sureste de Tarma, en los cuadrángulos de Tarma y de La Oroya, un conglomerado basal misisipiano o pensilvaniano descansa discordantemente sobre los flyschs devonianos que presentan esquistosidad (Figs. N°s 42 y 43).

Estructuras eohercínicas

No realizamos un mapeo suficientemente detallado en las áreas ocupadas por las series bastante monótonas del Paleozoico inferior y medio como para reconstruir las estructuras eohercínicas mayores pero estamos en condiciones de definir el estilo de la deformación en base al estudio de las estructuras menores.

Las estructuras más evidentes son pliegues agudos, frecuentemente en chevrón, de escala métrica a hectométrica. Están acompañados por una esquistosidad de plano axial y corresponden a una fase F2 relativamente tardía, ya que repliegan en numerosos sectores una esquistosidad temprana que es plano axial de otros pliegues menores pertenecientes a una fase F1.

Estructuras F1

Son pliegues decimétricos a plurimétricos que se observaron pocas veces en la Formación Concepción, aunque los vimos cerca a Apaicanchilla (Fig. N° 44), pero

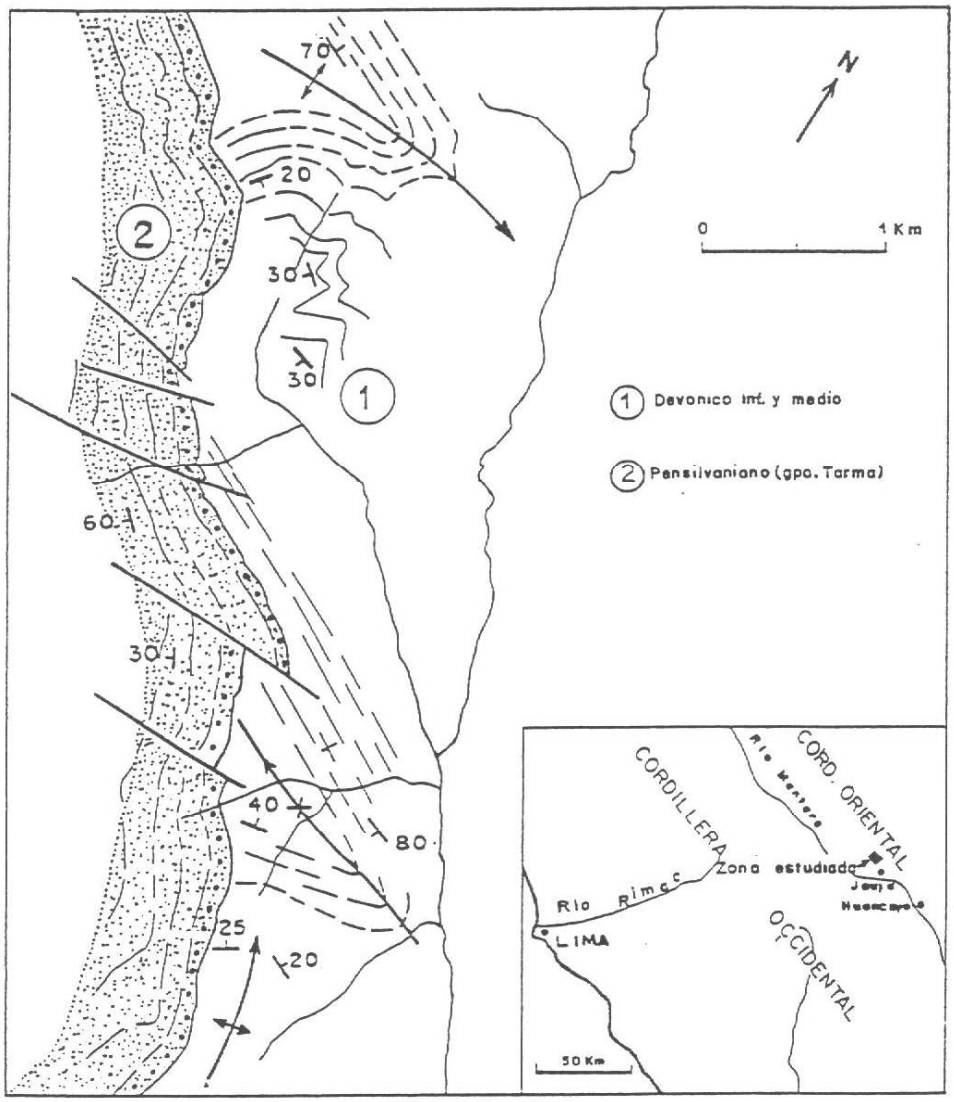


Fig. 42.- Cartografía de la discontinuidad del Pensilvaniano sobre los flyschs y cuarcitas devonianas, 11 km al norte de Jauja, cuadrángulo de La Oroya

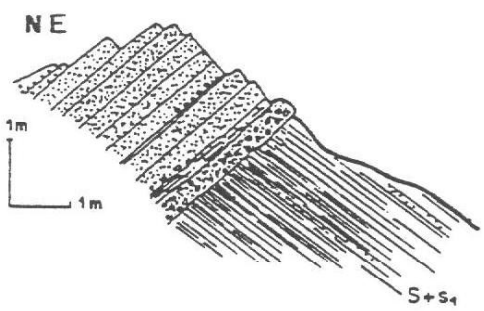


Fig. 43.- Discordancia del Pensilvaniano sobre el Devoniano esquistoso, cerca de Apaicanchilla, 29 km al NNE de Jauja, cuadrángulo de La Oroya

son frecuentes y de mayor tamaño en las series Excélsior del domo de Yauli y del anticlinal de *Malpaso*. Son pliegues semejantes con un claro aumento en grosor de los bancos en las charnelas. En la Formación Concepción, este aumento se hace mayormente en los lechos pelíticos, pero en las series Excélsior, deformadas en condiciones de mayor temperatura y presión, los estratos cuarcíticos están también afectados, como se nota en el anticlinal de Malpaso (Fig. N° 45). Un boudinage de los estratos cuarcíticos se produce a veces, paralelamente a los ejes de los pliegues.

En las zonas donde los planos s1 están subhorizontales, la direción de los pliegues y de los boudins varía entre 040 y 060 y sus ejes se ubican también en el plano horizontal. En los otros sectores, los ejes F1 forman un ángulo de 70° a 90° con los ejes de los pliegues F2 que los repliegan y tienen una dirección promedia NO a NNO. Este conjunto de observaciones ubica los ejes F1 entre el NE y el ENE. La vergencia de estos pliegues acostados es mal conocida pues la polaridad de las series es dudosa en muchos sectores, pero parece que fuera Noroeste.

La esquistosidad s1 que coincide con el plano axial de estos pliegues es una esquistosidad de flujo particularmente clara en lámina delgada donde se traduce por la neoformación de muscovitas, en un ambiente de metamorfismo epizonal. El ángulo de s1 con la estratificación es débil y no pasa de 30°. Los pliegues y la esquistosidad s2 deforman la esquistosidad s1 (Fig. N° 45).

Estructuras F2

Los pliegues F2 son los que más se ven en la mayoría de los afloramientos de Paleozoico inferior y medio. Son centimétricos a plurihectométricos, su dirección es próxima a NO con buzamientos axiales entre 0° a 30°y su estilo depende mucho de la litología. En la Formación Concepción, son isopacos donde predominan las cuarcitas y en "chevrón" donde limolitas se intercalan en las cuarcitas (Fig. N° 46); en este último caso, es frecuente observar pequeñas fallas inversas en las cuarcitas a proximidad de los ejes.

En las series Excélsior del domo de Yauli y del anticlinal de Malpaso, el nivel estructural es más profundo y los horizontes calcáreos y hasta cuarcíticos se vuelven más gruesos en las charnelas. Los pliegues F2 tienden por lo tanto a ser semejantes, dominando el aplanamiento como mecanismo de deformación.

La dirección de los pliegues F2 varía por lo general entre 110 y 150 con un pico alrededor de 135 y es pues muy cercana a las de los pliegues andinos. Con pocas excepciones los pliegues F2 son derechos o débilmente inclinados hacia el Noreste, pero esta disimetría se debe muchas veces al plegamiento andino que retoma flexiblemente el material eohercínico dentro de pliegues plurikilométricos. Sin embargo hemos notado en la cercanía de Tarma pliegues eohercínicos inclinados hacia el SO, y en particular un sinclinal cuyo flanco normal se sigue sobre más de 2 km en las cuarcitas Concepción.

Fig. 44. Pliegues F1 de tipo semejantes en los flyshs devonianos del valle de Apaicanchilla, 30 Km al NNE de Jauja. Estos pliegues tienen una dirección N100°E a N110°E y su buzamiento axial varía entre 10° y 35°al este. Se ubican en el flanco NE de un pliegue F2 de dirección NO-SE

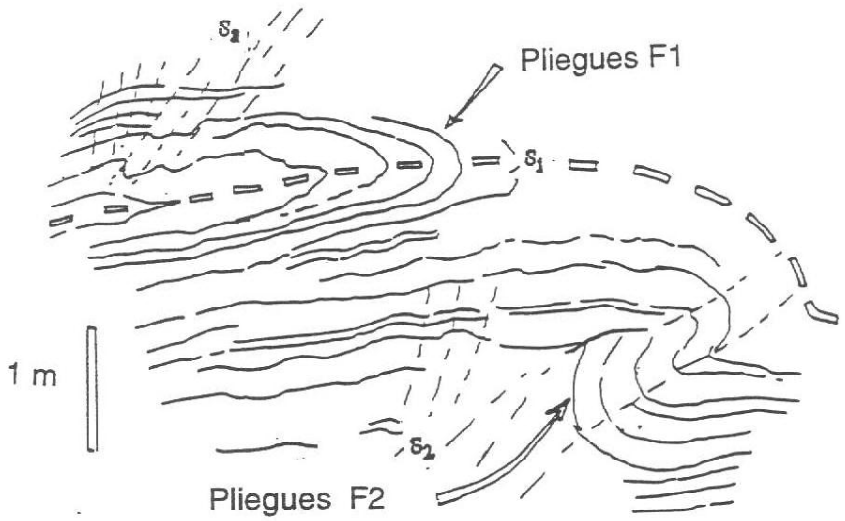


Fig. 45 Deformación eohercínica en las series Excelsior del anticlinal de Malpaso, cuadrángulo de La Oroya. Croquis en base a una fotografía. El plegue F_2 con esquistosidad s_2 de fractura (plano axial del pliegue), dobla a la esquistosidad s_1, plano axial de un pliegue anterior F_1 contemporaneo a un metamorfismo débil. Nótese el fuerte aumento de espesor de los bancos de cuarcita en el eje del plegue F_1

La esquistosidad s2, plano axial de los pliegues F2, se presenta como una esquistosidad de "strain-slip" que provoca una crenulación de la esquistosidad s1 muy conspícua en las láminas delgadas. En el domo de Yauli, donde F2 alcanzó un nivel estructural profundo, s2 se transforma en una esquistosidad de flujo en cuyos planos se desarrollan minerales filíticos.

Tectónica Eohercínica de ruptura

Una tectónica de ruptura posterior al Devoniano medio y anterior al Pensilvaniano puede ser documentada en los alrededores de Tarma. Como ya lo vimos, la Cordillera Oriental en el Perú Central está dividida en bloques alargados delimitados por fallas NE-SO que, en su mayoría, aparecen como fallas inversas paradas y, en primer análisis, son de edad andina. El examen de las secuencias preservadas en bloques contiguos muestra sin embargo que estos bloques existían ya en el Carbonífero y que la tectónica Andina los removilizó.

Así, en la Figura N° 47 que corresponde a un sector ubicado unos 5 km al NE de Tarma, los bloques A y B pertenecen a una misma área de sedimentación en la cual el Carbonífero es exclusivamente pensilvaniano, es nerítico y mide unos 1,300 m; descansa encima del Devoniano plegado cuya base no aflora. Por su parte, el bloque C contiene una serie carbonífera terrígena rítmica de 300 a 500 m de grosor, que probablemente es sólo pensilvaniana y suprayace los esquistos Neoproterozoicos. Finalmente, en los bloques D y E el Neoproterozoico está cubierto directamente por 1,000 m de Misisipiano seguidos por 2,000 m de Pensilvaniano

Esta oposición entre un bloque noreste donde el Carbonífero suprayace el Neoproterozoico y un bloque suroeste donde cubre un complejo eohercínico de más de 1,000 m de grosor, se observa desde Palcamayo, 15 km al norte de Tarma, hasta el centro del cuadrángulo de Pampas por los 12°15'S. El límite común de los dos bloques es el estrecho sinclinorio de Ricrán donde se localizan numerosos accidentes con orientación NO-SE. La diferencia observada en la naturaleza del substrato precarbonífero de los bloques prueba que el accidente que los separa levantó en más de 1,000 m el compartimiento noreste después del Devoniano medio, en tal forma que la cobertura Excélsior de este bloque fuera totalmente erosionada antes que se depositara el Misisipiano. Este desplazamiento vertical no excluye por supuesto la posibilidad de movimientos de rumbo.

Desconocemos cual fue la cinemática de estas fallas durante el Devoniano superior; es posible que desde esta época se haya iniciado un régimen distensivo creador de relieves que se haya prolongado durante la fase volcánica del Misisipiano y quizas gran parte del Paleozoico superior.

TECTOROGENESIS TARDIHERCINICA

Newell et al., (1953) dieron mucha énfasis al gran cambio que ocurre en el Permiano medio, llegando a considerar que era el acontecimiento tectónico mayor de la

Fig. 46.- Pliegue F2 en chevron en los flyschs y cuarcitas devonianas a algunos metros de los pliegues F1 de la Fig. 24.

Se nota el eventual "inverse" diseñado por la esquistosidad s2 y el efecto de la litología sobre el tipo de deformación. Este pliegue tiene un buzamiento axial de 30° en la dirección 150.

era paleozoica. En verdad, este cambio es mayormente de orden estratigráfico, pues a los sedimentos marinos mayormente carbonatados del Permiano inferior suceden en forma brusca las molasas continentales y las vulcanitas rojas del Permiano superior (Grupo Mitu).

Discordancia basal del Grupo Mitu y la tectónica frágil tardihercínica

Dejando de lado una excepción que expondremos más abajo, no se observa una discordancia mayor de algunos grados entre el Grupo Mitu y los estratos del Carbonífero y/o Permiano inferior.

Sin embargo, es común observar al Grupo Mitu descansando directamente encima del Paleozoico inferior o del Neoproterozoico con una fuerte discordancia heredada de las fases Eohercínica o Neoproterozoica.

Este "overlap" del Grupo Mitu tiene sin embargo un significado tectónico ya que en el Permiano medio sucedió un levantamiento general que expulsó el mar del continente y provocó una erosión que en muchos lugares alcanzó el Paleozoico inferior o el Neoproterozoico. Muchas fallas intervinieron en este proceso, en particular las de dirección NO-SE, como se comprueba al observar que el substrato pre-Mitu cambia frecuentemente de naturaleza cuando uno cruza estas grandes fallas longitudinales. La figuras N°s 48 y 49 ilustran este hecho y también la figura N° 47, en la cual se observa mucha variación en las series que infrayacen al Grupo Mitu en función del bloque que uno considera.

La dinámica Tardihercínica de estas fallas NO-SE no ha sido estudiada. Tienen fuertes saltos que unas veces aparentan ser normales y otras, inversos, lo que sugiere que su desplazamiento principal pudo hacerse a lo largo del rumbo.

Pliegues tardihercínicos

En el Perú Central, una discordancia angular significativa entre las series del Carbonífero-Permiano inferior, afectadas por pliegues N-S plurihectométricos, y las del Grupo Mitu fue descrita por Mégard et al. (1983) unos 10 km al oeste de Lircay (Huancavelica), en el valle del río Huachocolpa. Una discordancia similar está documentada en la Cordillera Oriental del sur del Perú y del norte de Bolivia (véase Mégard et al., 1971). Dado la poca extensión del afloramiento de Lircay, el posible significado regional de esta discordancia no puede ser demostrado, pero sí sabemos que no se observa nada similar en la Cordillera Oriental del Perú Central.

Las observaciones hechas en Lircay se pueden explicar de dos formas:

- El afloramiento observado es una ventana abierta sobre una cadena tardihercínica que está oculta debajo de las series mesozoicas de las Altiplanicies y de la Cordillera Occidental;

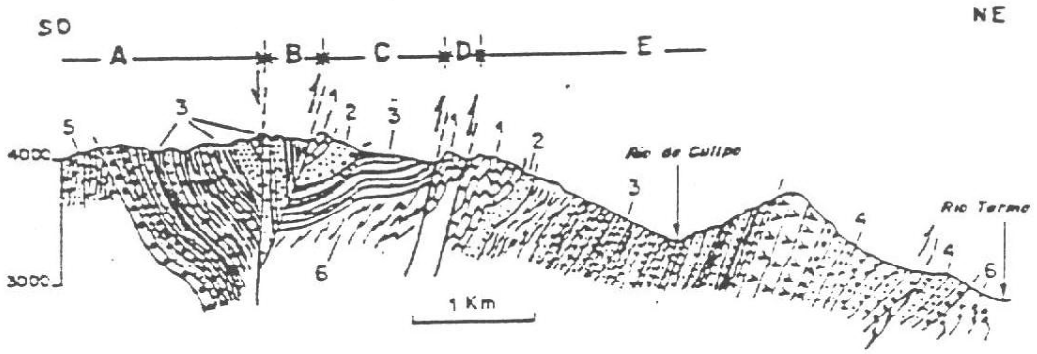


Fig. 47.- Fallas hercínicas removilizadas al E de Tarma. (1) Noriano sup. carbonatado: Fm. Chambará; (2) Permiano sup.- Trias. inf.: Gpo. Mitu; (3) Pensilvaniano: Gpo. Tarma; en el bloque A, donde se encuentra la columna clásica de J. Chronic, una serie reucida del Permianoinf.-Gpo. Copacabana, se superpone al Gpo. Tarma; (4) Missisipiano: Gpo. Ambo; (5) Devoniano; Fm. Concepción; (6) Neoproterozoico.

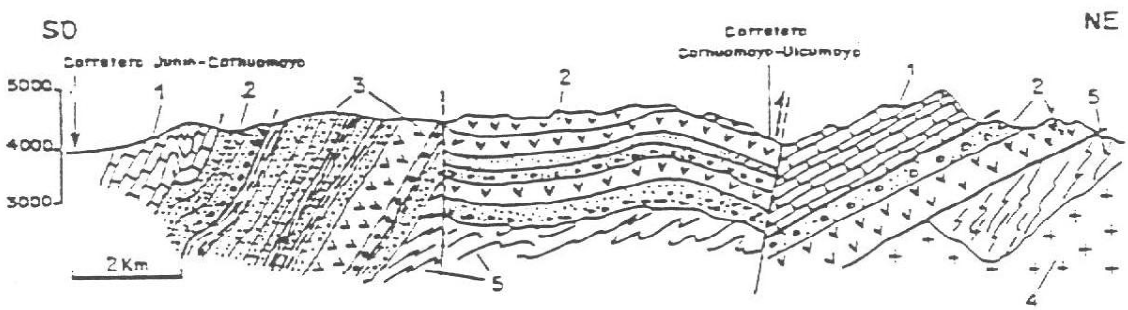


Fig. 48 Faliamiento tardihercínico. (1) Noriano; (2) Permiano sup.-Trias. inf.; (3) Carbonífero; (4) Granitoides neoproterozoicos y/o eohercínicos; (5) Sericitoesquistos neoproterozoicos. En el bloque SO, el Gpo. Mitu (2) descansa sobre una gruesa serie carbonífera de los Gpos. Ambo y Tarma (3) que ya no se encuentra en los bloques ubicados más al NE. Nótese también los fuertes cambios de grosor y composición del Gpo. Mitu.

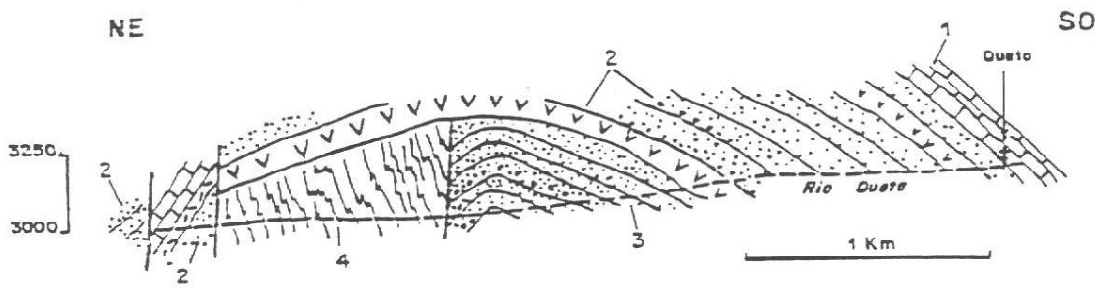


Fig. 49.- Corte de la margen derecha del río Queta (alto valle de Tapo, Tarma) con una falla post-pensilvaniana y anterior al Permiano superior. (1) Noriano; (2) Permiano superior-Trias inf. y medio (Gpo. Mitu); 3) Pensilvaniano; 4) Sericitoesquistos precambrianos

- Se trata de un "relais" transpresivo dentro de un sistema de grandes fallas transcurrentes tardihercínicas.

Por las razones esbozadas al final del precedente párrafo, privilegiamos la segunda hipótesis; además, la compresión E-O sugerida por los pliegues N-S de Lircay es compatible con un movimiento senestral a lo largo de las fallas de rumbo NO-SE, movimiento postulado por Laubacher (1977) en el caso de la zona con pliegues tardihercínicos observada al norte del Lago Titicaca.

Régimen tectónico durante el Permiano superior y el Triásico inferior

Es verosímil que un régimen extensivo sucedió en el Permiano superior al régimen compresivo tardihercínico, facilitando al mismo tiempo el ascenso de los magmas.

Los fuertes cambios de grosor y composición observados en el Grupo Mitu al pasar de un bloque fallado a otro como en la figura N° 48 pueden ser debidos al funcionamiento en falla normal de los accidentes que los limitan, mientras el grupo se acumulaba. Sin embargo, no se puede excluir la influencia de desplazamientos de rumbo en épocas ulteriores, que ubicarían en bloques contiguos secuencias emplazadas originalmente en áreas distantes.

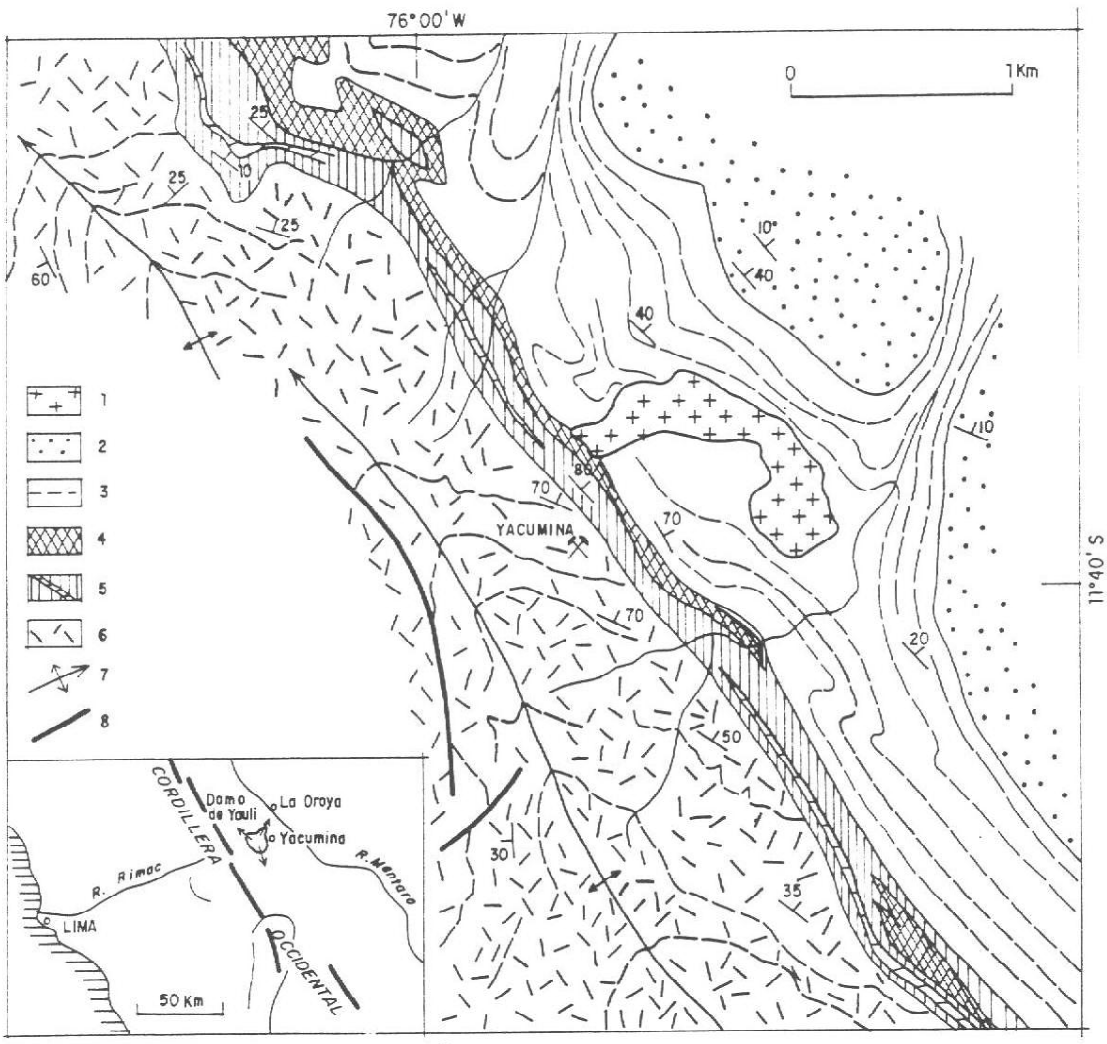
En unos pocos casos, se observaron fallas normales post-Mitu selladas por la sedimentación carbonatada del Noriano (Fig. N° 11), que fueron activas durante el Triásico inferior o medio.

Sin embargo, la compresión también intervino en algún momento en el Permiano superior o el Triásico inferior y medio, como lo muestra la discordancia angular bien observada en la parte oriental del domo de Yauli entre las series andesíticas del Grupo Mitu, localmente llamadas volcánicos Catalina, y las de la Formación Chambará (Fig. N° 50). Las primeras fueron comprimidas formando un anticlinal antes de la transgresión del Noriano.

TECTOROGENESIS ANDINA

En este capítulo, nos referiremos continuamente al esquema estructural (Lámina VIII), a los perfiles estructurales (Lamina VII) y por supuesto a los mapas de los cuadrángulos.

El marco temporal clásico utilizado para la Tectorogénesis Andina es el de una sucesión de fases compresivas relativamente cortas separadas por periodos de sedimentación o de emplazamiento de cubiertas volcánicas, caracterizados por un régimen extensivo o neutro. Este esquema es demasiado sencillo para tomar en cuenta toda la complejidad de la repartición espacial y temporal de los campos de esfuerzos. Así lo demuestran los primeros estudios detallados realizados en zonas de sedimenta-



Discordancia de la base del grupo Pucara encima de los volcánicos Catalina (Grupo Mitu) del domo de Yauli. 1_Tonalitas andinas, 2_Areniscas de la Fm. Goyllarisquizga, 3_Calizas del Grupo Pucara, 4_Silbasáltico, 5_Lutitas rojas y Calizas de la base del Grupo Pucara, 6_Volcánicos Catalina, 7_Ejes anticlinales, 8_Fallas

ción continental, por ejemplo en las capas rojas Casapalca cerca a Marcapomacocha (cuadrángulo de Ondores; Jacay, 1994) o en las capas miocenas Rumichaca en Lircay (cuadrángulo de Hancavelica; Mégard et al., 1983), donde se observó como cuencas o partes de cuencas bien pueden acumular sedimentos en régimen compresivo.

A pesar de estas reservas, el concepto de las fases no está aún por descartar; sigue proporcionando un marco práctico, aunque perfeccionable, para los eventos tectónicos, como lo muestra también el trabajo reciente de Sébrier y Soler (1991).

CRONOLOGIA DE LAS FASES Y REPARTICION ESPACIAL

En el área estudiada, las principales fases andinas reconocidas son:

- La fase peruana, de fines del Cretáceo
- La fase incaica, de fines del Eoceno
- Las fases quechuas, que se ubican en varias épocas del Mioceno
- La fase de fines del Plioceno.

Además, se observaron deformaciones en morrenas pleistocénicas.

Fase peruana

La edad de esta fase nunca pudo ser definida con precisión, ya que su efecto más conspícuo es un cambio de sedimentación, de marino a continental, que se observa en el antepaís nororiental de una zona que se estaba levantando y probablemente deformando y se ubicaba más al SO en la costa y el flanco occidental de los Andes. En estos sectores no afloran cubiertas discordantes de edad comprendida entre el Cenomaniano, datado paleontologicamente en el área de Lima, y el Eoceno superior de la Formación Paracas o de la base de las series volcánicas de Santo Domingo de los Olleros (Noble et al., 1978). Por lo tanto, no ha sido posible hasta ahora distinguir en esta zona los efectos de la fase peruana de los de la fase incaica, ya que ambas son verosimilmente coaxiales.

El cambio de sedimentación ya aludido consiste en la interrupción de la sedimentación carbonatada marina y su reemplazo por las capas rojas salobres y luego continentales; este cambio ocurre en el Santoniano o quizás al principio del Campaniano (ver "Capas rojas Casapalca" y Jaillard, 1994). Este cambio es progresivo y podría corresponder a un levantamiento de gran longitud de onda.

El paroxismo de la fase peruana podría ocurrir algo después, aproximadamente en el momento en que los primeros conglomerados invadieron la cuenca de antepaís, trayendo cantos de cuarcita neocomiana que testimonian de una denudación obvia-

mente relacionada con genuinos procesos tectónicos. Fechar la llegada de estos clastos gruesos es un punto-clave.

El papel que la fase peruana pueda desempeñar en la Cordillera Oriental del Perú Central sigue planteando interrogantes. Los argumentos son los siguientes:

- En el anticlinorio de Comas-Tambo, en las áreas de Tambo-San Miguel en Ayacucho y de Andamarca en Junín (C. Guevara, com. oral), las capas rojas que dieron carofitas del Cretáceo terminal en la primera localidad, sellan discordantemente pliegues que afectan al Carbonífero y al Permiano, incluyendo al Grupo Mitu en el caso de Ayacucho.
  En la parte sur del vecino sinclinorio de Ricrán, unos 25 km al SO del afloramiento de capas rojas más próximo, se identificó una serie concordante, que va del Permiano superior Mitu hasta el Cretáceo superior y esta fuertemente plegada. Combinando estos datos, Mégard (1978), concluyó que el plegamiento mayor se hizo entre el Cretáceo superior marino emersivo y las capas rojas del Cretáceo terminal y corresponde a la fase peruana.

- En el mismo anticlinorio de Comas-Tambo, algo al oeste de Andamarca, Soler, Bonhomme y Laubacher (1990) determinaron edades K/Ar tardihercínicas para los granitoides de Talhuis y Carrizal, considerados como andinos por Paredes (1972, 1994) y por Mégard (1978). Ya que estos intrusivos cortan rocas plegadas del Pensilvaniano y del Permiano inferior, Bonhomme y Soler concluyeron que el plegamiento que las afecta es pre-Noriano.
  El problema así planteado podría solucionarse de dos formas:

- Admitiendo que las series del Carbonífero y del Permiano están afectadas por un plegamiento tardihercínico en el anticlinorio de Comas-Tambo y por un plegamiento andino, posiblemente de la fase peruana, en el sinclinorio de Ricrán, así como en el anticlinorio de Tarma-Quichuas, y que la zona de acción de cada fase esta limitada a ciertos compartimentos controlados por megafallas;

- Considerando que, si bien los stocks de Talhuis y Carrizal son tardihercínicos, el plegamiento de las series carboníferas y permianas encajonantes es andino: esta hipótesis se puede comprobar -o desechar- mediante el estudio de las relaciones entre los minerales de metamorfismo de contacto y la esquistosidad asociada a los pliegues, estudio que queda por hacer.

En las Altiplanicies, al NE de la línea del alto Mantaro, los pliegues observados en las series de edad triásica a cretácea superior pueden ser atribuidos a la fase peruana. Lamentablemente, el control estratigráfico es deficiente, ya que tan sólo la parte superior de las capas rojas Casapalca, de edad posiblemente eocena y hasta neogena en estos lugares, descansa en discordancia angular encima de estas estructuras. En todo caso, éstas son precoces respecto a los grandes pliegues abiertos debidos a las fases quechuas, que afectan a todo el paquete mesozoico conjuntamente con las capas rojas al SO de la línea del alto Mantaro.

Fase incaica

La división de esta fase en dos eventos distintos, inca 1 e inca 2, fechados aproximadamente en 58 y 43 M.a., ha sido establecida por Noble et al., (1990) en el Norte del Perú. No es aplicable por ahora al centro, debido a la excesiva duración del período sin registro sedimentario o volcánico que acompasa la de formación incaica en el área estudiada, entre el Santoniano, edad de los estratos más recientes datados en la Cordillera Occidental, y las edades radiométricas más antiguas de su cubierta volcánica, 41 M.a. o sea Eoceno medio.

Esta fase es responsable por lo esencial del plegamiento y de los cabalgamientos en la Cordillera Occidental, que fueron sólo parcialmente reactivados por las posteriores fases quechuas.

Fases quechuas

No parece que el evento "Aymara" (véase Sébrier y Soler, 1991), fechado en aproximadamente 26 M.a., haya dejado huellas en el Perú Central, pero si lo hicieron la fases quechuas.

La fase quechua 1 se ubica cerca a 17 M.a., la quechua 2, cerca a 10 M.a., y la quechua 3 cerca a 7 M.a., como lo documentaron Mégard et al., (1984) en la cuenca de Ayacucho y varios autores en otras zonas (Sébrier y Soler, op. cit.).

Las estructuras debidas a estas fases se observan en la cubierta volcánica de la Cordillera Occidental y en la parte SO de las Altiplanicies.

Movimientos recientes

Se trata de las dos "fases" reconocidas en las series pliocénicas de la depresión de Huancayo-Jauja. Una es anterior a 5,6 M.a. y podría corresponder a la fase quechua 3 de 7 M.a. La otra, posterior a 5,6 M.a., puede corresponder al pulso compresivo del Plioceno terminal-Pleistoceno temprano, fechado en aproximadamente 2 M.a. (Sébrier y Soler, 1991).

Fuera de las áreas restringidas donde afloran las formaciones del Grupo Jauja o sus equivalentes, es imposible determinar el impacto de estos pulsos, que, en el marco del presente informe, solo están recordados en el cuadrángulo de La Oroya y en el de Yauyos a lo largo de la falla de Gran Bretaña.

Por fin, se debe mencionar la de formación cuaternaria superficial observada a lo largo de la falla reactivada de Cayash: aflora en la esquina NE del cuadrángulo de Tarma; tiene una dirección N170 entre 11°S y 8780, donde se ubica el pueblo de Cayash, y N150 más al sur, donde se sigue hasta 8772, cerca a San Antonio. En Cayash, buza el oeste con 70° y se manifiesta en la topografía por un salto normal de 8 m de desnivel, que deja el espejo al descubierto. En varios lugares, corta morrenas de la

glaciación g2, y por lo tanto funcionó en falla normal entre ahora y 18,000 años atrás. En plano, la falla cuaternaria consta de tres segmentos dispuestos en "échelon" sinestral. La ruptura observada en superficie tiene por lo menos 12 km de longitud, ya que no la estudiamos al norte del paralelo 11°S.

Como lo vimos en el capítulo relativo a las rocas ígneas, la falla de Cayash es una falla antigua que funcionó en un régimen compresivo anteriormente al Cuaternario, como lo demuestra la foliación "caliente" que se desarrolló a su proximidad en los granitos de San Antonio cerca a Cayash.

ESTRUCTURAS ANDINAS EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL

ESTRUCTURAS DE LA FASE INCAICA

En la Cordillera Occidental, las estructuras de la fase incaica se observan en forma privilegiada en la cuenca alta del río Cañete y de sus afluentes, que presenta cortes verticales que a menudo sobrepasan 1,000 m, así como en los picos y nevados que alcanzan alturas superiores a 5,000 m.

Siguiendo la carretera Lima-Yauyos-Huancayo entre el caserío de Magdalena (desvio a Yauyos) y Chaucha, se puede observar un perfil casi contínuo de las estructuras que afectan el Cretáceo y las capas rojas Casapalca; corresponde aproximadamente al perfil D-D' de la **Lámina 2.**

Básicamente, se distingue al SO una faja de pliegues apretados, con pocas fallas inversas, y al NE una faja de sobreescurrimientos que alcanza su mayor desarrollo y complejidad en la parte central del cuadrángulo de Yauyos, en el sector del cañón de Olán, cuyo fondo esta recorrido por la carretera en la parte comprendida entre Tingo Alis y el desvío a la mina Yauricocha.

Ambas fajas pertenecen al cinturón de pliegues y sobreescurrimientos del Marañón, reconocido entre 7° y 9°30'S por Wilson y Reyes (1964), Wilson et al. (1967) y Reyes (1980). Se prolonga más al sur como lo muestran los trabajos de Coney (1971), y de Romani (1982). Los afloramientos del cuadrángulo de Yauyos, descritos aqui, representan su manifestación directa más meridional, ya que desaparece más al sur debajo de una gruesa y extensa cubierta volcánica.

Faja de pliegues

Entre Magdalena y el pueblo de Alis, está expuesta una sucesión de anticlinales y sinclinales que se vuelven más apretados hacia el NE.

Las series afectadas son esencialmente las del Jurásico terminal-Cretáceo inferior pero van complementándose hacia arriba, en los cerros al norte y sur del valle, hasta incluir todo el Albiano-Cretáceo superior y la parte basal de las capas rojas Casapalca. Se nota la ausencia entre las rocas expuestas, de cualquier estrato anterior al

Jurásico terminal, lo que induce a imaginar una superficie de despegue y cizallamiento subhorizontal debajo de la faja de pliegues. Esta suela tectónica se conectaría con las fallas inversas y más al este, con los contactos basales de los mantos sobreescurridos (véase infra y Fig. N° 51).

Los pliegues tienen una dirección NO-SE a NNO-SSE, son de amplitud kilométrica a plurikilométrica, sus flancos buzan con 45° o más. En sus charnelas los estratos pelíticos y calcáreos se vuelven más gruesos, mientras que los bancos de ortocuarcitas quedan isópacos, lo que resulta en pliegues en "chevrón". En algunos casos, los flancos buzan con más de 60°, lo que bloquea el mecanismo por flexión y deslizamiento que da los pliegues en chevron y se pasa a pliegues por aplanamiento en los cuales se nota una esquistosidad de fractura bien desarrollada en las pelitas y calizas y más grosera en las areniscas.

Son frecuentes los pliegues menores hectométricos disarmónicos, que son muy espectaculares en las calizas Santa y las lutitas y areniscas Carhuaz y se amortiguan hacia arriba y abajo. La disarmonía interviene también a mayor escala, en particular en las formaciones Chúlec y Pariatambo.

Fallas inversas longitudinales, mayormente de vergencia NE, cizallan a menudo las crestas anticlinales.

El mapa geológico del cuadrángulo de Yauyos y la sección de la figura N° 51 muestran los cambios que presentan los planos axiales de los pliegues al avanzar uno hacia el NE. A lo largo del valle del río Cañete, buzan al SO o son subverticales, lo que cuadra con la vergencia general de la Cordillera Occidental hacia el NE. Al acercarse a la faja de sobreescurrimientos, en un corredor de unos 4 km de ancho, el buzamiento de los planos axiales se invierte y se hace hacia el NE. Sin embargo, cuando uno puede observar cómo estas superficies evolucionan hacia abajo, tienden a verticalizarse. Un fenómeno similar se nota en las fallas longitudinales, siempre inversas y buzando al SO en el valle del río Cañete, que están reemplazadas en este mismo corredor por fallas de misma orientación, pero normales, que buzan todas al NE.

Veremos luego que estas vergencias anómalas pueden explicarse por la reacción pasiva de este sector al apilamiento de los mantos en la faja de sobreescurrimientos, que tiene por efecto transformar fallas inversas de buzamiento SO en fallas aparentemente normales de buzamiento NE.

Faja de pliegues y sobreescurrimientos(según C. Angeles, 1987)

La parte central del cuadrángulo de Yauyos proporciona un ejemplo, hasta ahora único por su complejidad, de las estructuras que se desarrollan en esta faja. Su análisis fue iniciado durante el levantamiento del cuadrángulo por Mégard y Caldas (véase Mégard, 1979) y completado por C. Angeles (1987) gracias a la cartografía detallada del área y al uso de todos los métodos microtectónicos disponibles. Lo que sigue es esencialmente una versión resumida de esta tesis.

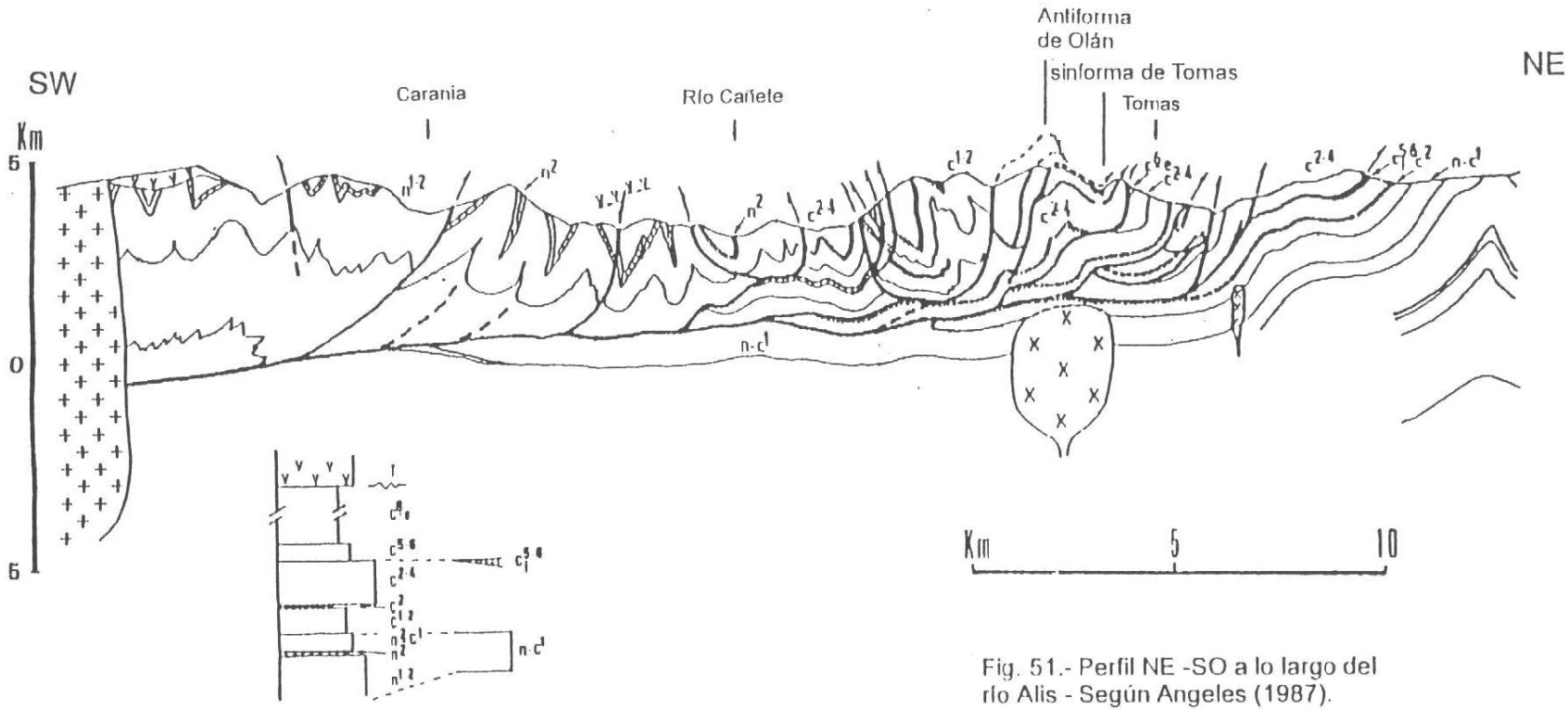


Fig. 51.- Perfil NE -SO a lo largo del río Alis - Según Angeles (1987).

T : volcánicos terciarios; C^{6} - e : capas rojas Casapalca; C^{5-6} : Fm. Celendín; Ci^{5-6} : miembro inferior de la Fm. Celendín, C^{2-4} : Fm. Jumasha; C^{2} : Fm. Pariatambo; C^{1-2} : Fm. Chúlec y Pariahuanca; n^{2} - C^{1} : Fm. Carhuaz; n^{2} : Fm. Santa; n^{1-2} : Fm. Chimú y Oyón; n - C^{1} : Fm. Goyllarisquizga (Altiplanicies).

La faja de sobreescurrimientos tiene unos 7 km de ancho y se caracteriza por la superposición de 4 mantos sobreescurridos superiores H, G, F y E (H, F y E corresponden a los mantos C, B, y A de Mégard, 1979; G es una subunidad de F), y de tres mantos inferiores D, C y B (Fig. N° 52). Estos mantos se formaron repitiendo tectónicamente las formaciones cretáceas y las capas rojas Casapalca, pero el Neocomiano esta tan sólo presente en el manto superior H. La unidad A, expuesta más al NE, es el autóctono relativo; en verdad es un parautóctono, ya que consiste en varias escamas superpuestas que se formaron en lo que es ahora el flanco SO del gran anticlinal de Saturno.

Los 4 mantos superiores están plegados en la antiforma de Olán y la sinforma de Tomas que aparentan ser estructuras tardías. En estos mantos las rocas presentan una esquistosidad de fractura espaciada que va dibujando abanicos.

Los 3 mantos inferiores tienen una esquistosidad más densa y más cercana a los planos de estratificación, que puede pasar a una foliación metamórfica subparalela a estos. Es replegada por pliegues tardíos que tienen ejes subverticales. El límite oriental entre los mantos inferiores y el parautóctono A es una falla subvertical NNO-SSE con un débil juego inverso y un juego probablemente mayor a lo largo del rumbo. Hacia el SSE, esta falla se une al contacto basal de los mantos superiores FE.

Mantos superiores

Contactos basales

Se trata de niveles de despegue que siguen horizontes estratigráficos. El más elevado se ubica en la base del tercio superior de la Formación Jumasha y se señala por cataclastitas calcáreas. El siguiente, que es el más comunmente utilizado, corresponde al tope de la Formación bituminosa Pariatambo. El más bajo se ubica en la base de la Formación Pariahuanca.

FF, superficie basal de la unidad F, fue estudiada con más detalle: al norte del valle del río Alis y en sus flancos, se señala por un volumen rocoso con una red de fracturas en las cuales se dieron movimientos en apertura y en cizallamiento, contemporáneos de numerosos estilolitos. La densidad de esta red crece al acercarse uno al contacto y uno pasa a cataclastitas.

Más al este, en el flanco SO del valle del río Siria, FF alcanza la zona donde las rocas estan foliadas y metamorfizadas: se observa en ellas una reducción del grano y la formación de "boudins"de grano más grueso; se nota una lineación de estiramiento NE.

Geometría de los mantos superiores

Entre Huancaya y el flanco sur del valle del río Alis, los ejes de los pliegues y micropliegues son horizontales y los contactos basales de los mantos F y H son muy parados. Sin embargo, el contacto basal de F se aplana hacia arriba y una "klippe" de

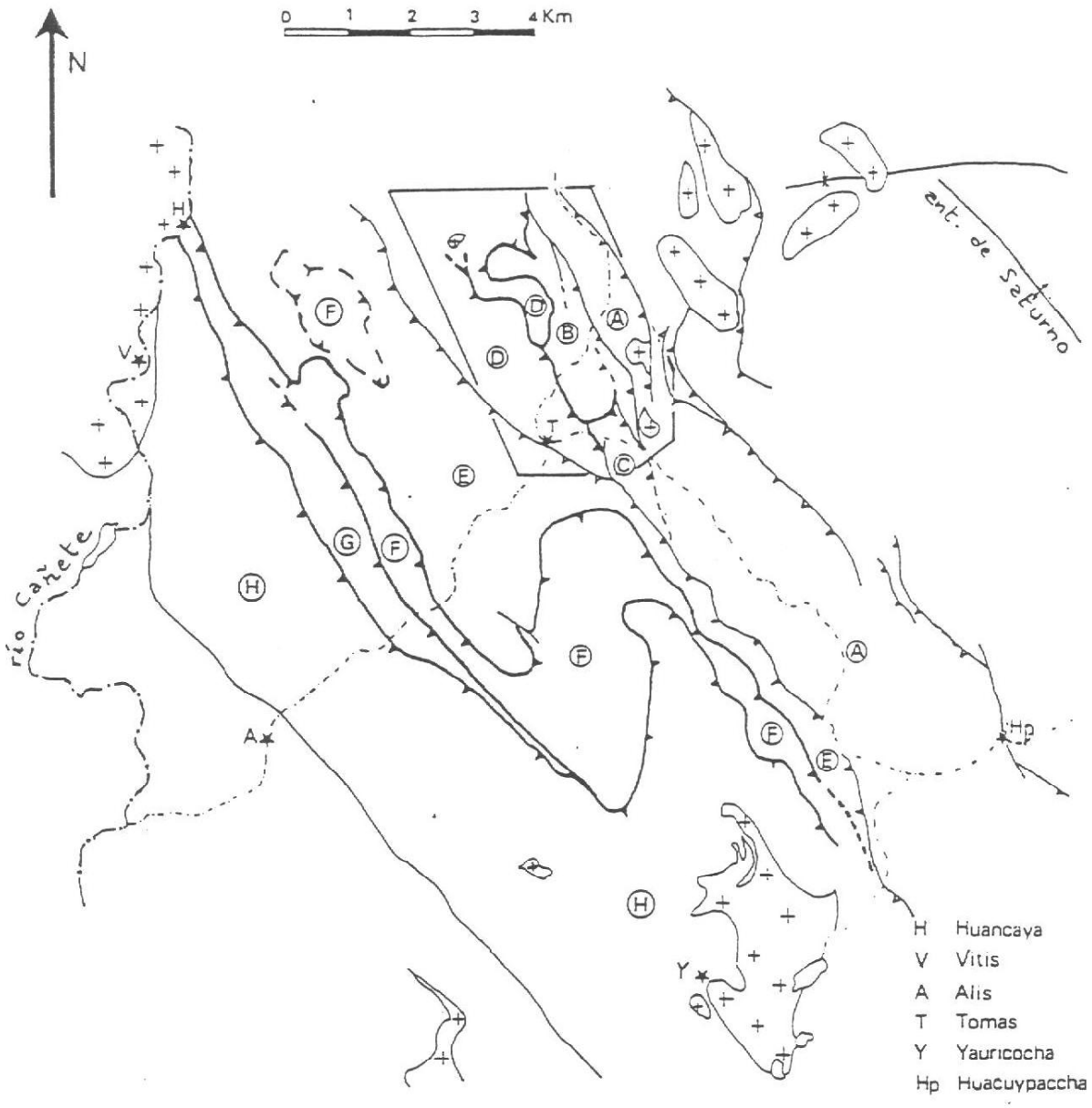


Fig. 52.- Esquema estructural de la faja de pliegues y sobreescurrimientos en el sector del río Sinhuas. El marco delimita la zona de afloramientos de los mantos inferiores representan en el bloque diagrama de la lámina. Según Angeles, 1987

F se superpone a la unidad E a lo largo de un contacto basal casi horizontal. Dicho de otra manera, el contacto basal de F dibuja una rampa subparalela a los estratos de la parte superior de E, encima de la cual se produjo en F una acumulación de esfuerzos, que se traduce por pliegues menores agudos en la base de F (Fig. N° 53).

En esta misma zona, los grandes mantos se subdividen en un número mayor de subunidades como son el manto G o la parte superior E' del manto E, con el efecto de aumentar el grosor del apilamiento de unidades.

Al sur del río Alis, los ejes de los pliegues y las superficies basales de los mantos empiezan a inclinarse hacia el SE con buzamientos que van creciendo hasta verticalizarse en los alrededores de Yauricocha, fenómeno ya descrito por Mégard (1979) y representado en la figura N° 54.

Siguiendo en dirección SE, el contacto basal FF se une con FE y es probable que FH haga lo mismo en la profundidad, lo que no se puede comprobar ya que se vuelve ciego hacia el SE, vale decir que deja de existir en los estratos superiores. Esta desaparición de los contactos basales se produce en las capas rojas Casapalca, en las cuales se observan pliegues en chevrón y pliegues aplanados hectométricos a kilométricos que parecen acomodar el acortamiento. Es lo que ilustra el corte longitudinal NO-SE de la figura N° 55 en el cual el contacto basal FE dibuja una rampa lateral, es decir perpendicular al desplazamiento de los mantos que se hizo hacia el NE. El conjunto de todos los mantos verosimilmente está despegado sobre el contacto basal común, que localmente emerge a la superficie en el cabalgamiento de las escamas parautóctonas encima del verdadero autóctono.

Microestructuras en los mantos superiores

Esquistosidad s1: A la escala del afloramiento, es subparalela al plano axial de los pliegues y se refracta en función de la litología. No se modifica notablemente en la cercanía de los contactos anormales entre unidades sobreescurridas (Fig. N° 53).

A mayor escala, parece que hay una sóla esquistosidad *s1*, que dibuja abanicos cerrados en los pliegues mayores, lo que parece indicar que los mantos superiores se emplazaron sin desarrollar una esquistosidad propia a cada uno y que el plegamiento que dió origen a *s1* es posterior y ligado al emplazamiento de los mantos inferiores.

El basculamiento de *s1* hacia el traspaís, es decir el SO, es otro fenómeno notorio, que se observa en los flancos NE de algunos pliegues donde, a pesar del efecto "abanico", *s1* es cercana a la vertical o buza algo al NE (Fig. N° 56). Esta rotación es más nítida aún en la unidad H, más al SO, en el corredor de transición a la faja de pliegues, como se observa en particular en la trocha entre Yauricocha y el valle de Laraos, donde afloran varios sobreescurrimientos basculados que tienen un aparente salto normal.

Lineaciónes L1 (de estiramiento): En los mantos superiores, se presenta solamente en los pocos lugares donde el metamorfismo regional los afecta, es decir en la terminación SE de la unidad E, en el flanco SO del valle del río Siria.

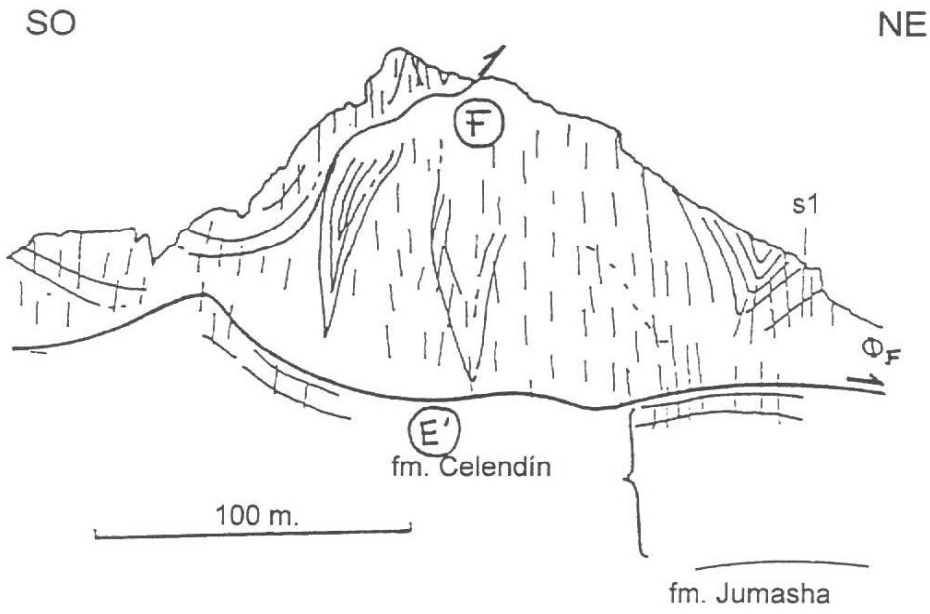


Fig. 53.- Rampa de techo fuertemente deformada en calizas Jumasha del manto F, sobreescurridas encima de calizas y margas Celendín del manto E´ 3.5 K. al NO de Tomas. Segun Angeles, 1987.

En la mayoría de los casos, se trata de una *lineación de estiramiento* sensu stricto que afecta objetos antetectónicos como son los fósiles (amonites, gastrópodos, bioturbaciones y madrigueras) y los cherts. En las capas rojas Casapalca se observan manchas de reducción, que dan directamente la forma del elipse deformación en el plano *s1*.

Una *lineación mineral* se observa en las láminas delgadas paralelas a *s1*; se materializa por la critalización de calcita y cuarzo en zonas abrigadas alrededor de grandes cristales de pirita, cuarzo o feldespato y también, a otra escala, por la "fábrica de forma" de los cristales y microcristales de calcita.

Una *lineación de micropliegues* se puede observar a varias escalas: en lámina delgada, estos micropliegues reorientan micas y doblan *s1*, pero son paralelos a *L1* mineral; en el afloramiento, también se notan a la vez micropliegues y estiramiento paralelamente a los ejes en vetillas de calcita que cortan *s1*.

Lineación l1 de intersección: es una lineación geométrica que resulta de la intersección de las superficies de estratificación con las de la esquistosidad s*1* y es paralela con los ejes de los pliegues formados al mismo tiempo que *s1*; no se materializa en ningún objeto deformado.

Mantos inferiores (Fig.52)

Los más elevados en el apilamiento son las unidades D, D' y C, que tienen una polaridad normal; la unidad inferior B tiene una polaridad inversa en casi toda su extensión

Un metamorfismo de grado esquisto verde está presente en B y D, donde afecta hasta las capas rojas Casapalca del tope de la unidad, pero va atenuándose hacia el SE, en tal forma que ya no aparece en la unidad C.

Contacto entre los mantos, entre éstos y el parautóctono A

B y C descansan directamente sobre A, que no es metamórfico en esta área (Fig. N° 57), por lo que se puede concluir a un salto brutal de metamorfismo, confirmado por las características de la esquistosidad *s1*, que es penetrativa en B y C y tan solo de fractura en A.

Además, el contacto es una falla "fría", que corta oblícuamente las estructuras internas de B, es casi recta y buza con 60° a 80° al SO. No parece ser la superficie de cabagalmiento original, sino un contacto tardío; al sur del río Siria, se une con el contacto basal del manto superior E.

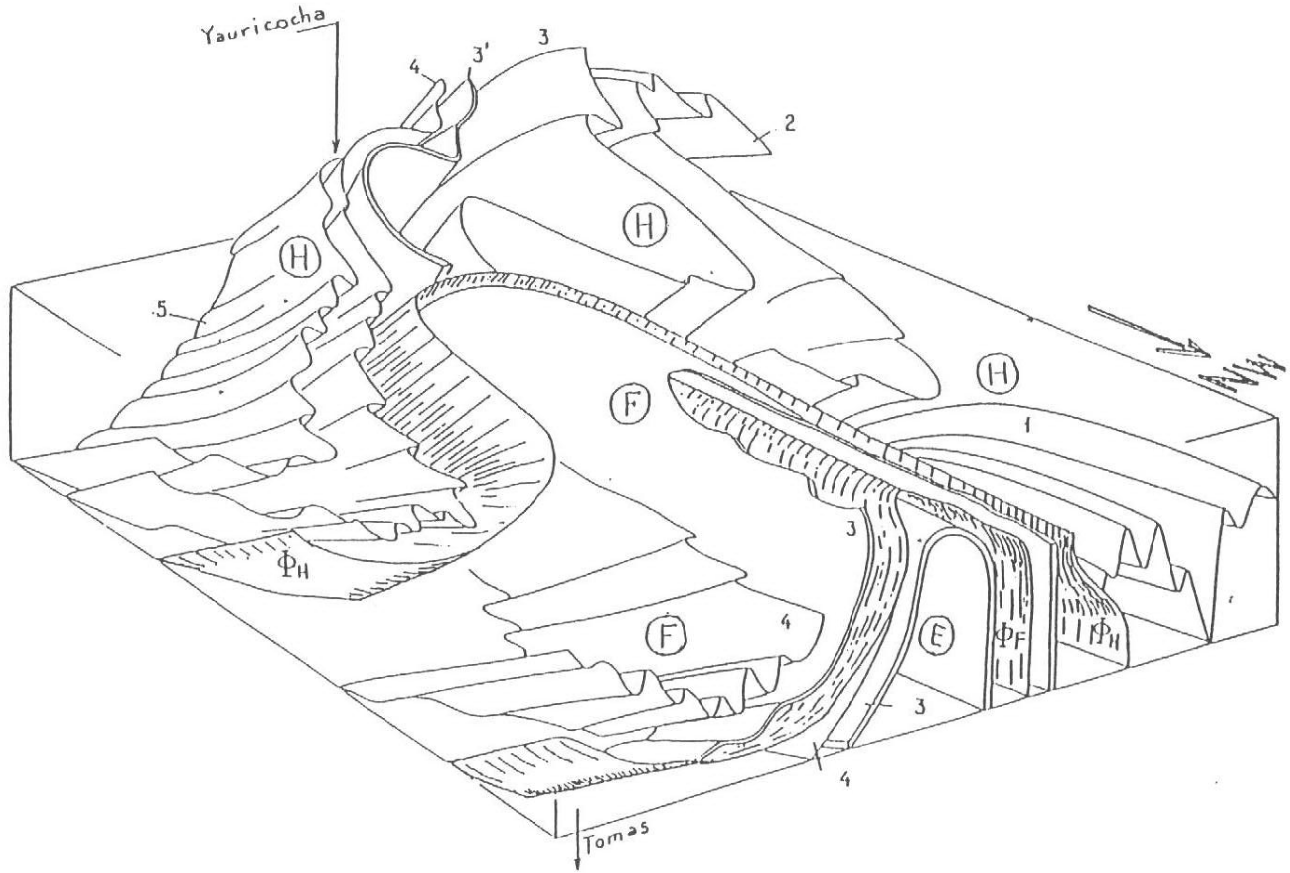


Fig. 54.- Block-diagrama de las estructuras en los mantos superiores de la margen izquierda del río Alis. Según Megard (1979), modificado. En el primer plano a la izquierda se ve la sinforma de tomas y más a la derecha la antiforma de Olán. Los números designan: (1) El Cretáceo inferior terrígeno (Gpo. Goyllarisquizga); (2) El Cretáceo inferior carbonatado (Formación Pariahuanca-Chúlec-Pariatambo); (3) y 3^1 el Cretáceo superior (Formación Jumasha); (4) El Santoniano - (Formación Celendín); (5) El Cretáceo terminal-Eoceno (capas rojas Casapalca).

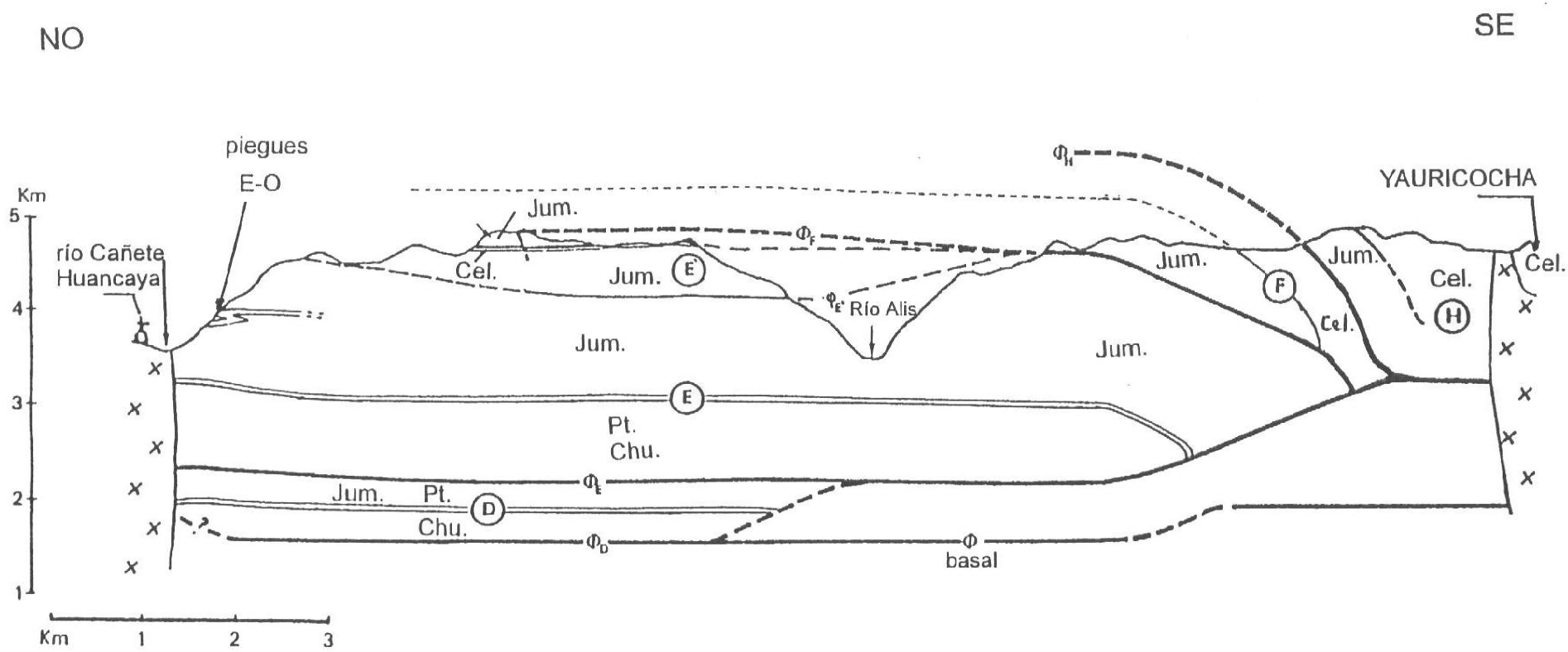


Fig. 55 .- Corte longitudinal de los mantos entre Huancaya y la mina de Yauricocha Según Angeles (1987).

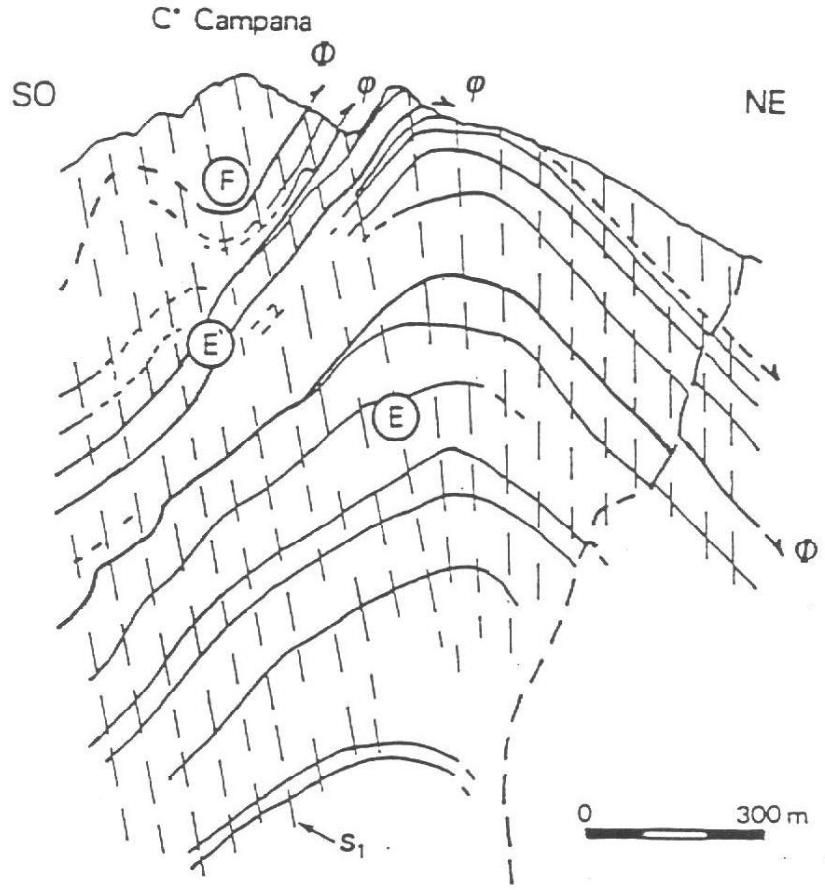


Fig. 56.- Repartición de la esquistosidad en los anticlinales de la sntiforma de Olán (Fm. Jumasha). Según Angeles (1987)

En la superficie de este contacto se observan estrías que indican movimientos sinestrales, lo que no excluye la posibilidad de movimientos de rumbo dextrales a lo largo de esta falla NNO-SSE durante la fase quechua 2.

Geometría de los mantos inferiores

En los mantos inferiores, la columna estratigráfica de los paquetes sedimentarios sobreescurridos se complementa hacia abajo por las formaciones Pariatambo y Chúlec-Pariahuanca, cuyos horizontes margosos inferiores forman el nivel principal de despegue;

La Lámina VII enseña la complejidad de la geometría de estos mantos, que proviene de su aparente "replegamiento" dentro de pliegues de fuerte buzamiento axial. Por esta complejidad, los perfiles estructurales que cortan estos mantos no proporcionan una información adecuada, que tan solo la da el bloque-diagrama.

En el manto B, se observa un pliegue isoclinal kilométrico, cuyo flanco inverso forma la mayor parte del manto; una pequeña parte de su flanco normal está presente en la terminación SE de este mismo manto, y está cizallada por FD, contacto basal del manto D. Es verosímil que las unidades D, D' y C representen el resto del flanco normal de este grande pliegue isoclinal precoz. Este pliegue originalmente fue un pliegue acostado, que luego fue "replegado" en un pliegue tambien kilométrico, pero cuyo eje muy parado buza con más de 70º hacia el SE. Este pliegue, a su turno, aparece "envuelto" por el contacto F B entre los mantos B y C, y su eje es paralelo a este contacto.

- C. Angeles (1987) interpreta este dispositivo complejo de la forma siguiente:

  - FB formaba el límite común lateral de las unidades B y C y era una rampa lateral durante la fase precoz de emplazamiento de éstas, cuando se desplazaban hacia el NE encima de una superficie de despegue subhorizontal;

  - El pliegue kilométrico que "repliega" el pliegue isoclinal precoz observado en B sirve tan solo para acomodar el desplazamiento de esta unidad B a lo largo de esta rampa lateral que trunca las capas de la unidad C. Es contemporáneo con este desplazamiento y no posterior.

La terminación NO de las unidades B y D' es caracterizada por la presencia de pliegues hectométricos a kilométricos que tienen un fuerte buzamiento axial hacia el NO y afectan simultaneamente a la estratificación, la esquistosidad *s1* y los contactos entre las unidades B y D', y D' y D. Estos contactos son paralelos a la estratificación, y por lo tanto es difícil atribuirlos al efecto de otra rampa lateral, a no ser que esta rampa haya sido cizallada y obliterada por el contacto anormal "frío" que separa el conjunto B+D' del parautóctono A.

La otra explicación posible es considerar estos pliegues como pliegues de entrenamiento debidos a la fase quechua 2, durante la cual el contacto ente B+D' y A hu-

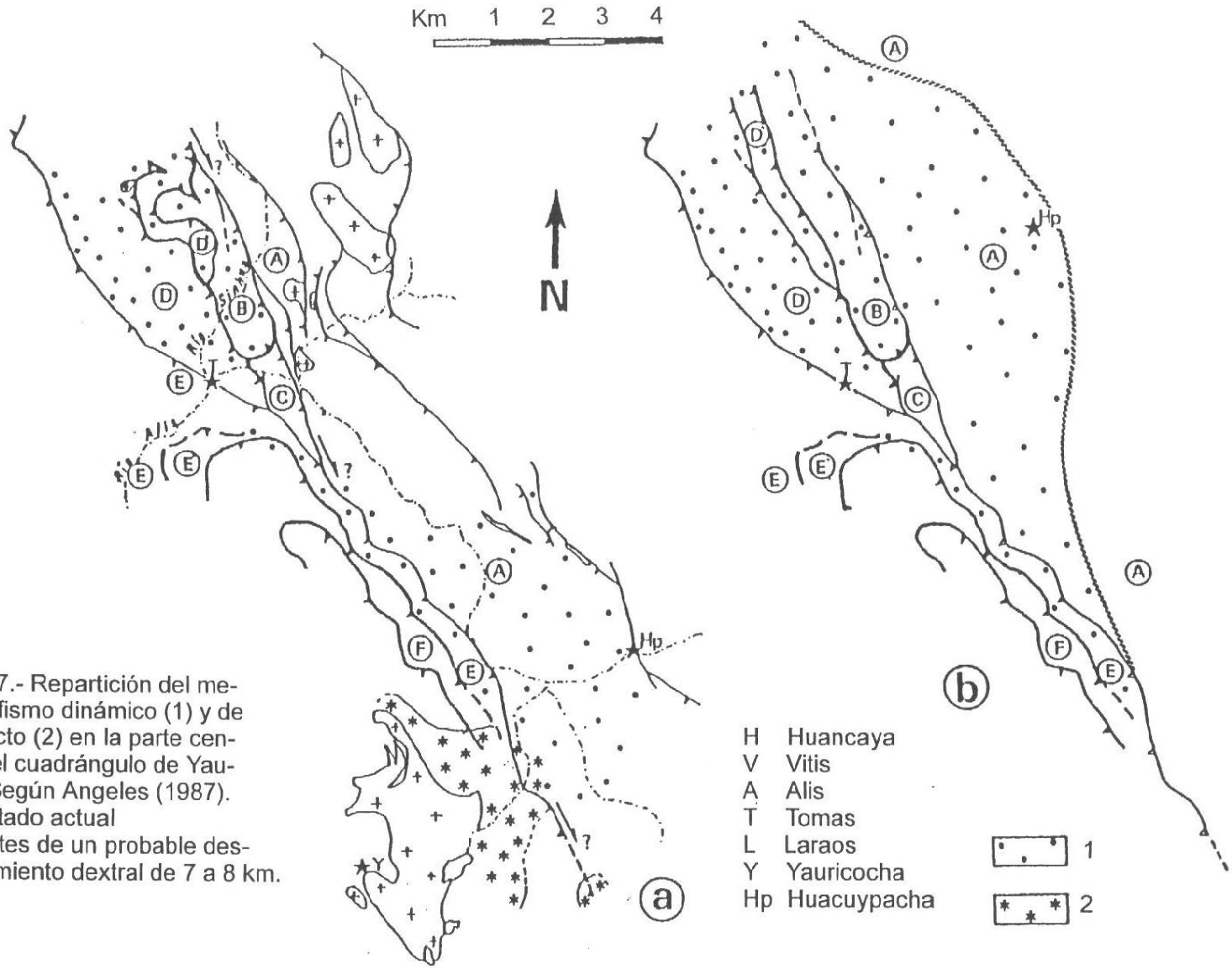


Fig. 57.- Repartición del metamorfismo dinámico (1) y de contacto (2) en la parte central del cuadrángulo de Yauyos. Según Angeles (1987).
(a) estado actual
(b) antes de un probable desplazamiento dextral de 7 a 8 km.

biera funcionado en falla de rumbo dextral, tal como lo hicieron entonces varias fallas de las Altiplanicies (verbigracia la de Gran Bretaña) o de la Cordillera Oriental (véase infra y Mégard, 1979).

A lo largo de los otros contactos, la situación es más sencilla (Lam. VII):

- El contacto basal de las unidades D+D' es una superficie de despegue paralela a los estratos, salvo en la parte central del bloque-diagrama, donde trunca el flanco normal y parte del flanco inverso del pliegue isoclinal precoz observado dentro de B; puede ser interpretado como una otra pequeña rampa lateral subparalela al desplazamiento de los mantos;

- El paso de los mantos inferiores a los superiores se hace mediante una serie de escamas que afectan estratos de las formaciones Celendín y Casapalca despegados de su substrato Jumasha. Los contactos basales de estas escamas se desprenden todos de esta superficie de despegue ubicada en el techo de la Formación Jumasha, haciendo que las escamas formen un típico abanico imbricado.

Pliegues hectométricos con un fuerte buzamiento axial hacia el NO se notan dentro de estas escamas, en particular los que se ven desde el pueblo de Tomas en los cerros directamente al NO.

Más al NO y más arriba en el edificio tectónico, estos ejes se vuelven horizontales y se observa una acordancia tectónica general entre los pliegues, y las escamas, que se vuelven paralelas al cabalgamiento basal de los mantos superiores FE, así como a los pliegues de la parte basal de estos mantos.

Microestructuras en los mantos inferiores

Esquistosidad s1: En las escamas del tope de las unidades inferiores, y en particular las del manto D, constituidas por capas rojas Casapalca y margas y calizas Celendín, *s1* es una esquistosidad penetrativa, que pasa a una foliación metamórfica en las capas rojas. Es plano axial de los pliegues de eje NO-SE que afectan estos estratos. Hacia abajo y hacia el este, pasa a ser la foliación de los mantos inferiores, que es muy cercana a los planos de estratificación.

En el manto inferior B, *s1* es plano axial del pliegue isoclinal precoz que señalamos y ha sido deformada conjuntamente con este pliegue a lo largo de la rampa lateral FB.

Lineación de estiramiento L1: la descripción de L1 en los mantos superiores es válida para los mantos inferiores, donde L1 alcanza su mejor desarrollo, en particular bajo la forma de lineación mineral.

Lineación de intersección l1: es similar a la que se observa en la parte más deformada de los mantos superiores.

Parautóctono (Fig.Tm)

Como ya lo indicamos, esta unidad A está separada de los mantos inferiores por una falla "fría" tardía, que se une con el contacto basal del manto superior E hacia el SE, en tal forma que, a partir de esta unión, los mantos superiores cabalgan directamente al parautóctono.

A está compuesta por las formaciones Jumasha, Celendín y Casapalca, verosimilmente despegadas encima de la Formación Pariatambo. Hacia el NE, se nota que los niveles de despegue suben en la columna estratigráfica, ubicándose en la parte media a superior o hasta en el mismo tope de la Formación Jumasha. La Formación Celendín está por lo general despegada y afectada por numerosos pliegues disarmónicos.

El límite entre el parautóctono y el autóctono es un conjunto de cabalgamientos dispuestos "en echelon", que representan la emergencia frontal del despegue mayor que es la suela tectónica de la faja de pliegues y de la faja de pliegues y sobrescurrimientos. El mapa muestra que este "echelon" es sinestral.

Las microestructuras observadas en la unidad A son una esquistosidad de fractura *s1*, que pasa a ser una foliación metamórfica en el valle del río Siria, y las lineaciones de estiramiento *L1* y de intersección *l1*.

Metamorfismo en la faja de pliegues y sobreescurrimientos

Un metamorfismo en parte contemporáneo y en parte posterior a la tectónica principal está presente en el parautóctono A, los mantos inferiores B y D y en una pequeña parte del manto superior E (Fig. N° 57). Afecta a las capas rojas Casapalca y a las series carbonatadas infrayacientes, pero la composición de estas últimas no permite que cristalizen minerales diagnósticos, debido a la abundancia de carbonatos que tan solo pueden recristalizar.

Las capas rojas proporcionan informaciones más valiosas, a condición de muestrearlas fuera de las aureolas de contacto de los plutones tardíos como la granodiorita de Yauricocha (7,1 M.a. según Giletti y Day, 1968). En estas capas, minerales filíticos como la clorita, la muscovita y la biotita cristalizan en los planos *s1*, acompañados a veces por anfíboles y piroxenos. Forman a menudo lentes alargados paralelamente a *L1*, lo que indica un metamorfismo contemporáneo de la deformación. Sin embargo, se nota que parte de estos minerales cristalizaron en forma estática posteriormente a la aparición de L1 y a veces rellenan también fracturas que cortan *s1*.

Las asociaciones mineralógicas que se observaron son las siguientes:

- En las capas rojas de las escamas del tope del manto inferior D: calcita +cuarzo +muscovita +clorita +epídota +plagioclasa, que se reduce a: calcita +mus-

covita +clorita +plagioclasa en las calizas y margas, como es el caso en el manto B, en que se tomó una muestra para datación (véase infra).

- Más al sur, en las capas rojas del parautóctono A, en Tinco donde se inicia el desvío carretero a Yauricocha: calcita +cuarzo +clorita +biotita +plagioclasa + escapolita turmalina, y calcita + cuarzo + anfíbol + clinopiroxeno + feldespato potásico + epídota + escapolita.

Las primeras asociaciones corresponden probablemente a la facies "esquistos verdes", mientras que las segundas indican la parte superior de la facies "anfibolita" con temperaturas del orden de 450 °C, lo que confirmó C. Angeles al determinar por medio de la microsonda la composición química de las cloritas y biotitas.

La gradiente de metamorfismo es elevada, como se nota a lo largo de la carretera que va de Tingo hacia Chaucha, y la elevación de temperatura correspondiente sugiere un aporte de calor que no sea unicamente debido a la carga relacionada con el apilamiento de mantos, sino a un aporte "exterior" que explicaría los minerales estáticos y podría originarse en los numerosos pods, sills y diques dioríticos emplazados en la unidad A en la cercanía de los cabalgamientos más orientales.

Resumiendo, dos pulsos metamórficos superpondrían sus efectos:

- Un primero, relacionado con la fase principal de la deformación.
- Un segundo, estático y localmente más caliente por la presencia de pequeños intrusivos.

La repartición del metamorfismo en el mapa plantea problemas por su repartición muy desigual de parte y otra de la falla "fría" que separa los mantos inferiores del parautóctono A, y aboga a favor de un desplazamiento dextral de 7 a 8 km a lo largo de este accidente (Fig. N° 57).

Bonhomme (in Angeles, 1987) hizo una determinación K/Ar de la fracción filítica fina, constituida por illita, de dos muestras del manto B, que dieron 23,0±0,2 M.a. y 21,9±0,2 M.a. Lo más probable es que estas illitas, formadas durante el pulso incaico del metamorfismo, fueron parcialmente o totalmente reequilibradas durante el Mioceno. Esta interpretación de C. Angeles está apoyada por el trabajo de Soler (1991), que también sugiere la existencia de un evento térmico que rejuvenece progresivamente las edades K/Ar sobre biotitas y feldespatos cuando uno se desplaza de SO a NE en el flanco occidental de los Andes del Perú Central; este evento culminaría entre 18 y 20 M.a.

Consideraciones sobre la cinemática de emplazamiento de los mantos

-Basadas en el estudio de s1:

Como lo muestra el perfil sintético actual (Fig. N° 58, estadio 4), un basculamiento progresivo afecta *s1* cuando uno se desplaza de NE a SO, lo que está en armo-

nía con el esquema de nuevos cabalgamientos que se forman sucesivamente abajo y adelante del cabalgamiento inicial, a medida que el traspaís se acerca al autóctono o antepaís. Este basculamiento se resfuerza aún más durante el Mioceno, por lo menos en el parautóctono y la parte NE del apilamiento de mantos, cuando se forma el anticlinal de Saturno cuyo flanco SO tiene buzamientos de 35° a 55° hacia el SO.

El esquema evolutivo de la Figura N° 58 subraya la diferencia que existe entre la esquistosidad parada de las unidades superiores, que tan solo tiene tendencia a aplanarse en las partes profundas del edificio tectónico, y la esquistosidad-foliación metamórfica plana de las unidades inferiores que es plano axial de pliegues isoclinales precoces. Esta relación sugiere que la foliación nació en posición subhorizontal en mantos que se desplazaban encima de un antepaís plano.

Es interesante notar que el cabalgamiento frontal entre parautóctono y autóctono emplaza una unidad A metamórfica encima de un antepaís "frío" que sólo presenta un poco de esquistosidad en la proximidad inmediata del cabalgamiento. Se postula que este emplazamiento se produjo bastante más tarde que el de los mantos inferiores, como para permitir el enfriamiento de todo el sistema.

- Basadas en el examen de las lineaciones L1 y l1:

Las relaciones entre estas dos lineaciones y los elementos geométricos planares como son la estratificación y la esquistosidad *s1* proporcionan informaciones complementarias. Está establecido que *L1* de estiramiento indica la dirección del transporte tectónico (pero no su sentido), mientras *l1* de intersección es paralela a los ejes de los pliegues.

Por lo general se trata de pliegues "B", con ejes perpendiculares a *L1* y por lo tanto a la dirección de transporte o de acortamiento. Dicho de otra manera, *L1* y *l1* son perpendiculares por lo común. Es lo que se observa en la parte de los mantos donde hay acordancia tectónica y donde los ejes de los pliegues son horizontales, como en las escamas de la parte superior del manto D hacia el NO.

Estas relaciones cambian cuando se baja en los edificios tectónicos, ya que aumenta la ductilidad de las rocas y su capacidad de fluir, hasta un punto en que predominan pliegues "A" paralelos al flujo, es decir a la dirección de transporte, y en que *L1* y *l1* se paralelizan. En los mantos inferiores, el acercarse uno a las rampas laterales, las condiciones de mayor presión y temperatura alcanzadas hacen que esto se observe.

La figura N° 59 proporciona una visión sintética de las trayectorias de *L1* y *l1* sobre las superficies *s1*, tanto en las unidades superiores y la parte superior de las inferiores (arriba a la izquierda) como más abajo en las unidades inferiores y en el parautóctono (abajo a la derecha), ilustrando lo que acabamos de enfatizar. Esta figura muestra también como, a partir de un desplazamiento frontal hacia el N60°E (arriba a la izquierda), uno pasa hacia abajo a un desplazamiento hacia el este e inclusive el

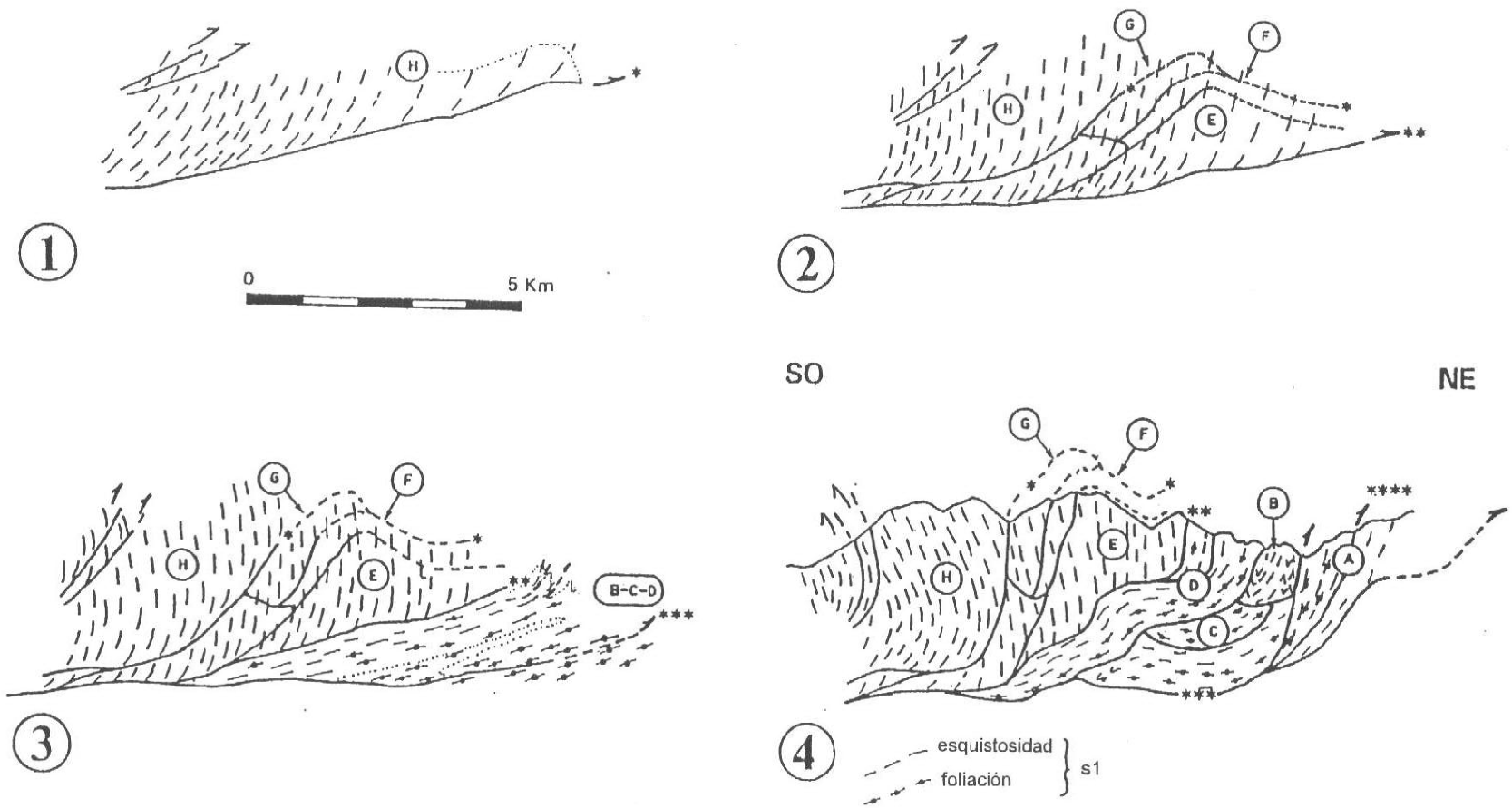


Fig. 58.- Estadíos sucesivos del desarrollo de los sobreescurrimientos y de la esquistosidad en los mantos del río Alis, a lo largo del perfil de la figura 51. Según Angeles (1987).

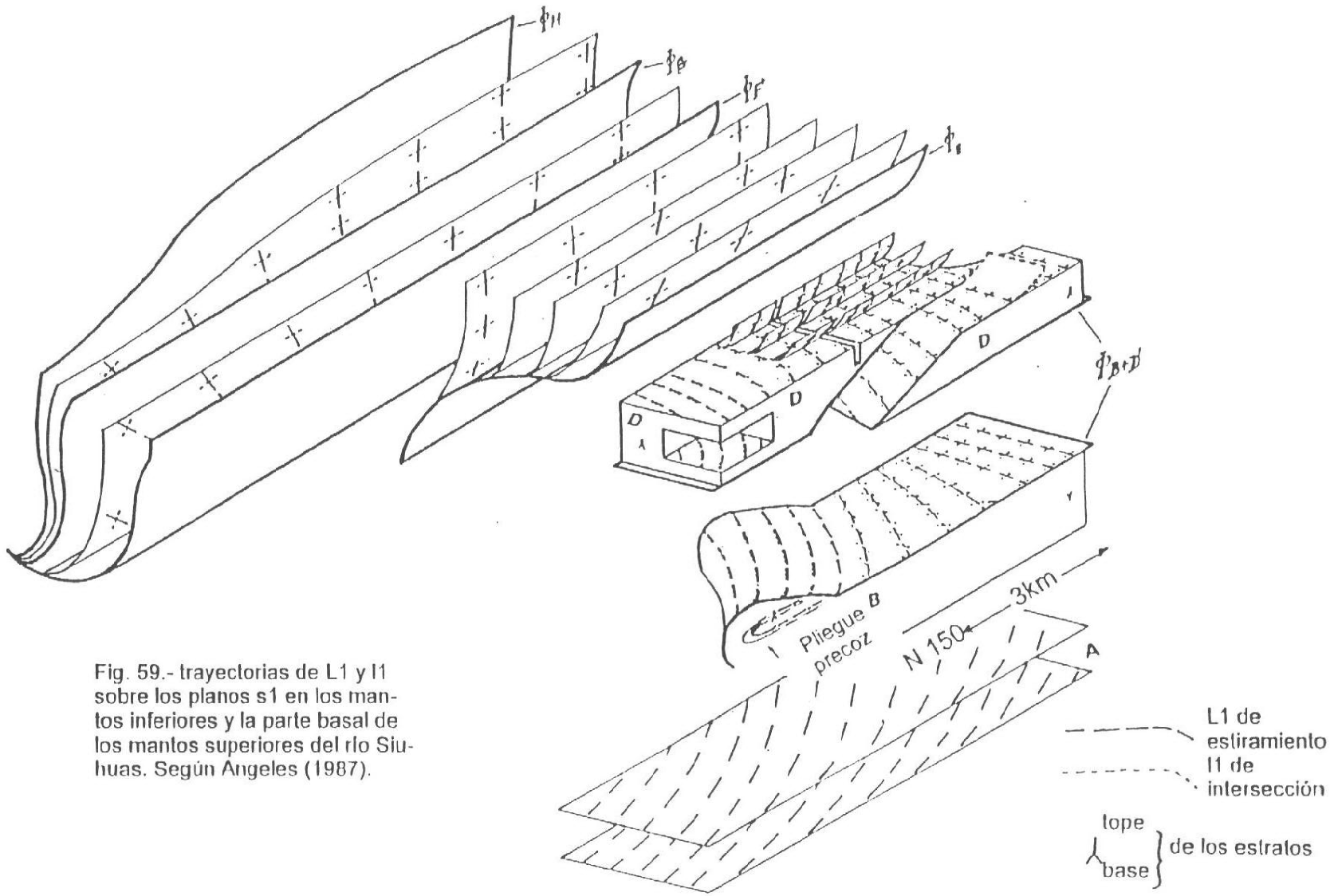


Fig. 59.- trayectorias de L1 y l1 sobre los planos s1 en los mantos inferiores y la parte basal de los mantos superiores del río Siuhuas. Según Angeles (1987).

SSE, al acercarse uno a la rampa lateral que es el límite de las unidades B y C y guió el flujo dúctil de las rocas.

Consideraciones sobre el acortamiento

Varios obstáculos dificultan el cálculo del acortamiento, entre ellos:

- El desconocimiento de las estructuras debajo del nivel del valle del río Alis, que proporciona el corte más profundo en los mantos,
- La presencia de intrusivos que crean discontinuidades en muchos de los perfiles,
- La presencia, ya señalada en algunos mantos, de pliegues de ejes subparalelos al trazo de los perfiles.

Sin embargo, C. Angeles logró reconstruir una sección original en base a un perfil NE-SO que pasa por el pueblo de Tomas (Fig. N° 60). Tomando en consideración unicamente la faja de pliegues y sobreescurrimientos, que tiene actualmente 14 km de ancho, el reconstruyó un perfil retrotectónico de 38 km de largo, de lo cual se deduce una tasa de acortamiento del orden del 60% para esta faja. Nótese que las fallas aparentemente normales de la parte occidental de la faja recuperan su buzamiento original hacia el SO y su vergencia hacia el NE en el perfil "desplegado".

ESTRUCTURAS DE LAS FASES QUECHUAS

En la Cordillera Occidental, estas estructuras se observan esencialmente en la cubierta volcánica que cubre con discordancia angular y de erosión a las estructuras de la fase incaica que acabamos de describir. El plegamiento relacionado con las fases quechuas es débil si uno lo compara al de esta fase anterior. Se traduce por pliegues cilíndricos e isopacos, de dirección N 50° O a NS, a los cuales están asociadas fallas inversas con vergencia NE. El estrechamiento es mayor en el borde NE de la Cordillera Occidental donde se reactivan parte de las estructuras incaicas. También están presentes numerosas fallas de rumbo conjugadas, con movimientos de algunos metros a algunos centenares de metros y posiblemente algunos kilómetros en ciertos casos.

Pliegues y fallas inversas

En la parte SO del cuadrángulo de Yauyos y a lo largo de su límite con el de Huarochirí, los pliegues en la cubierta volcánica son abiertos, con una longitud de onda de 3 a 10 km y los buzamientos en sus flancos varían por lo general entre 5° y 25°. En la parte sur del cuadrángulo, a lo largo de su límite con el de Tupe, se observa un perfil más contínuo de estas estructuras, en el cual se vé como la deformación

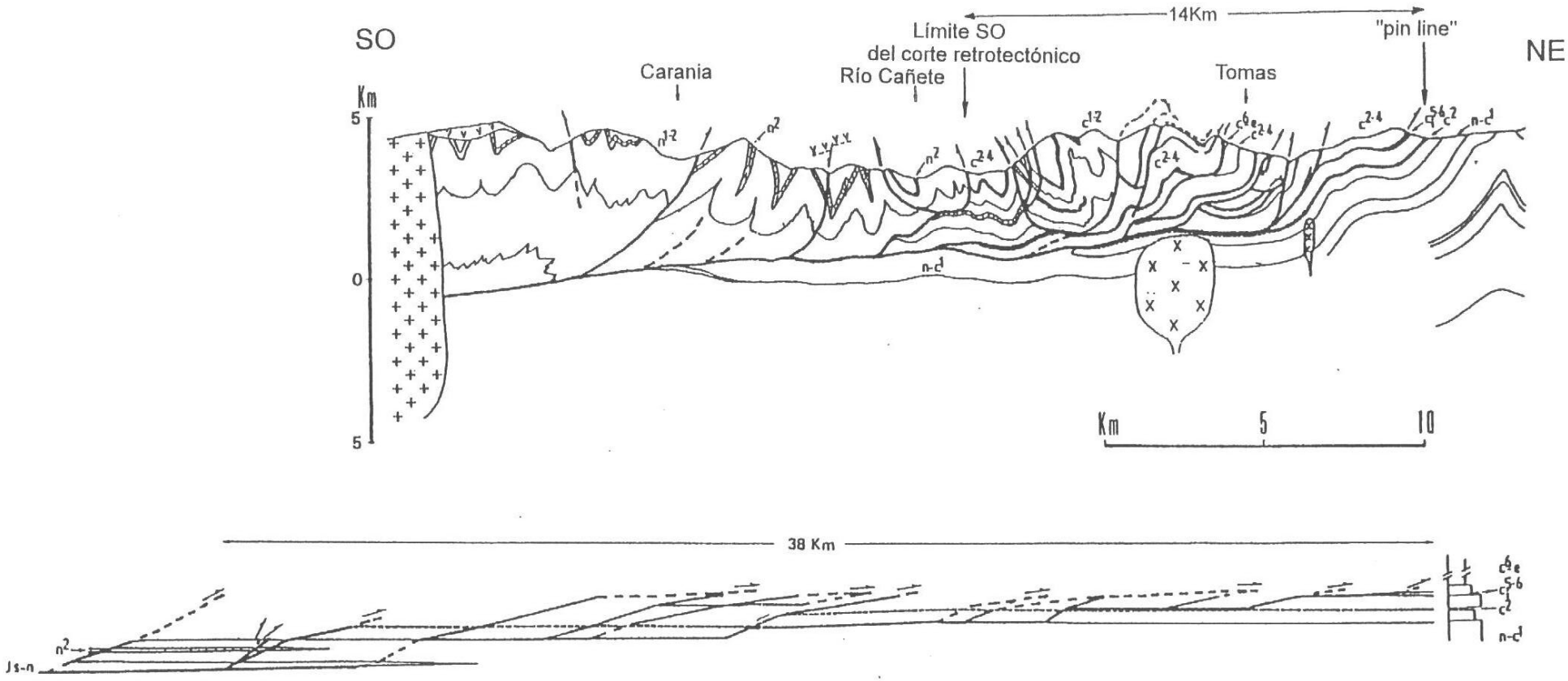


Fig. 60.- Corte retrotectónico basado en la sección de la figura 51. Según Angeles (1987).
Leyenda: véase figura 51.

se intensifica de oeste a este: los pliegues se hacen más numerosos y más estrechos hasta adquirir la forma de "chevrones" con flancos que ostentan buzamientos de hasta 60° y en los cuales ocurren pliegues menores hectométricos cuando la litología lo permite, como en el cerro Toroyoc. En la zona cercana a Atcas, se formó inclusive un gran pliegue volcado hacia el este, cuyo eje se ubica en la proyección hacia el SE de una falla inversa longitudinal del substrato mesozoico y eoceno.

Las áreas con una cubierta intensamente tectonizada están superpuestas a la parte más oriental de la faja de pliegues y sobreescurimientos de la fase incaica, la que verosímilmente se reactivó durante parte de las fases quechuas. Lo mismo se deduce del examen de la sección del río Rímac, unos 100 km más al NO (Mégard, 1979).

Tectónica de ruptura frágil

Se traduce sobretodo por fallas oblícuas respecto a la dirección principal de la Cordillera, a lo largo de las cuales se observan movimientos de rumbo, que a menudo están conjugados. Basándose en el análisis de superficies de fallas estriadas observadas en las series volcánicas del área Castrovirreyna-Paso de Chonta, Soulas (1977) caracterizó las direcciones de compresión de cada una de las fases quechuas en la Cordillera Occidental del Perú Central en la forma siguiente:

- Quechua 1 (17 M.a.): N45°E buzando 24° al SO
- Quechua 2 (10 M.a.): N-S buzando 8° al sur
- Quechua 3 (7 M.a.): N90°E buzando 10° al oeste.

De esta cronología tectónica, puédese deducir que los pliegues NO-SE se deben mayormente a la fase quechua 1. Al contrario, el analisis geométrico de Mégard (1979, Figs. N°s 70 y 71) de unas fallas observadas en la esquina SE del cuadrángulo de Yauyos indica una compresión N90°E compatible con la fase quechua 3.

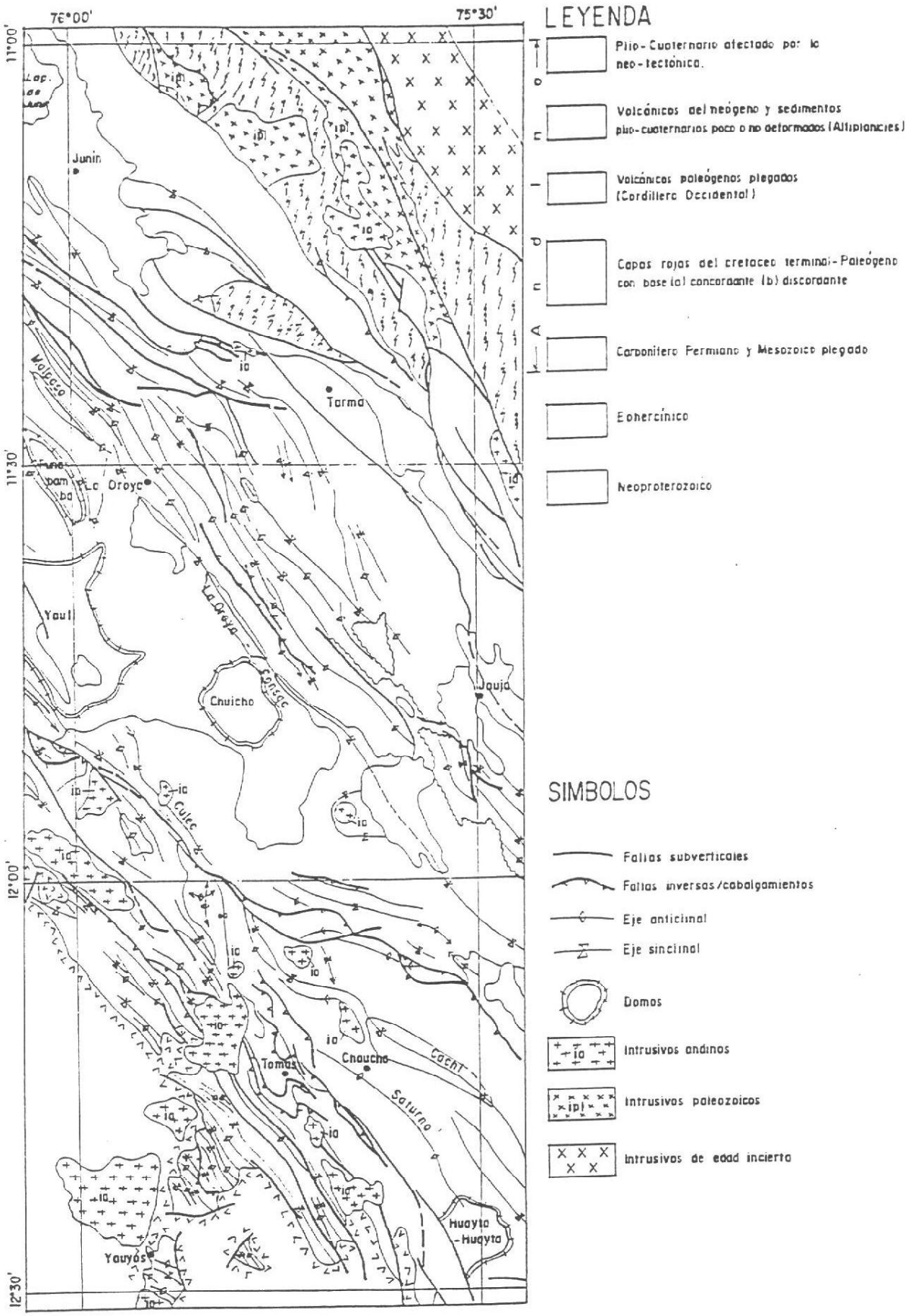
Es probable que muchas de las fallas longitudinales del borde oriental de la Cordillera Occidental hayan sido reactivadas como fallas de rumbo dextrales con la compresión N-S de la fase quechua 2, como lo sospechamos en el caso de la falla parada que separa los mantos inferiores de la zona de Tomas del parautóctono, pero es difícil comprobarlo.

ESTRUCTURAS ANDINAS EN LAS ALTIPLANICIES

Zonación estructural

Se han de distinguir dos sectores longitudinales:

- Un sector SO, donde las estructuras mayores son abiertas y sencillas, en el cual el acortamiento es débil y hasta casi nulo en la parte norte,



LAMINA VI.- ESQUEMA ESTRUCTURAL DE LOS CUADRANGULOS: TARMA, LA OROYA, YAUYOS

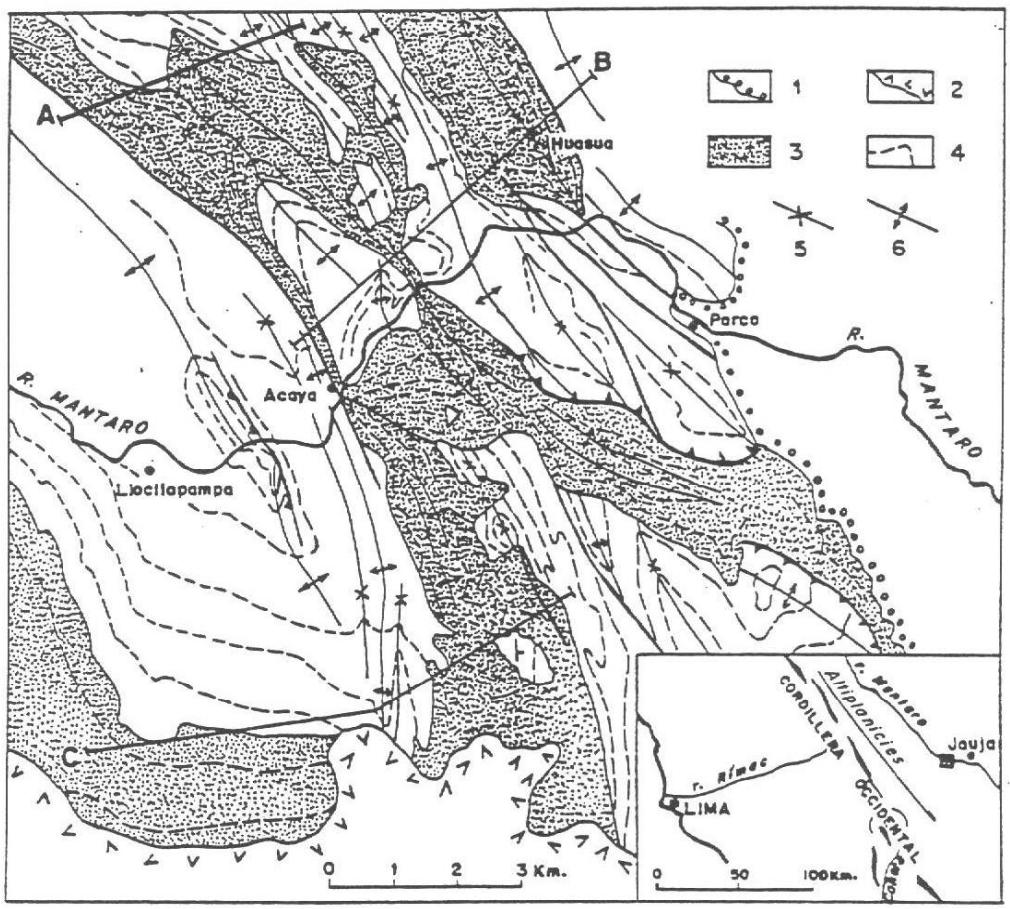


Fig. 61.- Mapa esquemático de la zona de Llocllaoamoa mostrando la discordancia de las Capas Rojas sobre los terrenos mesozoicos

(1) Contacto basal del Cuaternario, (2) Contacto basal de las andesitas neógenas, (3) Capas rojas terciarias, (4) Mesozoico, (5) sinclinales, (6) Anticlinales

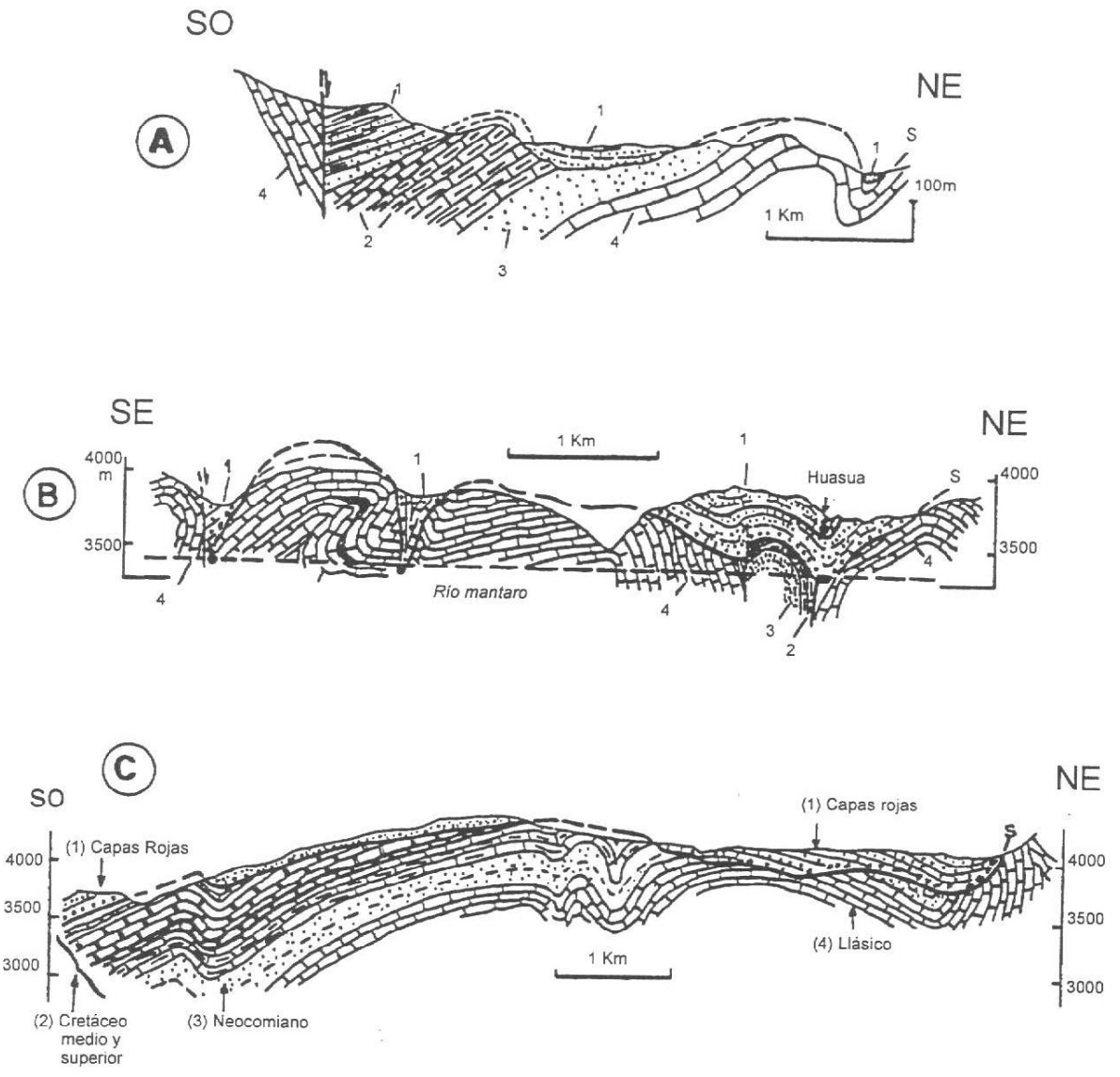


Fig. 62.- Perfiles en el sector Llocllapampa - Pasco.

Estos perfiles están localizados en la Figura 80 - Las capas rojas se depositaron encima de una superficie de erosión S bastante irregular, que recorta las formaciones mesozoicas.

- Un sector NE donde se distinguen dos generaciones de pliegues separados por una discordancia que parece ser debida a la fase peruana (véase supra), y donde las estructuras son más apretadas y complicadas por numerosas fallas longitudinales. Además, el plegamiento es vigoroso y la tasa de acortamiento alta.

El límite entre estos dos sectores lo constituye la línea del alto Mantaro. Entre el lago de Junín y La Oroya, corresponde a un alineamiento de anticlinales en cuyos núcleos aflora el Paleozoico. A partir de La Oroya, coincide aproximadamente con el cauce del río Mantaro hasta Llocllapampa, y luego sigue un rumbo N30°O hacia Huancavelica y Lircay. En la sección de este boletín relativa a estratigrafía del Cretáceo inferior, notamos que esta línea fue tectónicamente activa en esta época.

Tectónica del sector SO de las Altiplanicies

La geometría de las estructuras es sencilla y los buzamientos son por lo general inferiores a 30°. Tan solo se vuelve compleja cuando ocurren grandes fallas de rumbo flexuosas, de la cuales trataremos en un acápite especial, ya que se encuentran en ambos sectores de las Altiplanicies.

En el cuadrángulo de La Oroya, este sector corresponde a un conjunto de "domos" (Yauli, Chuicho, Punabamba, véase Lám. VI) anticlinales y cubetas sinclinales con forma de rectángulos alargados en la dirección NO-SE, alrededor de los cuales se moldearon cubetas sinclinales de formas irregulares. Quizas esto se deba a la reactivación por la tectónica andina de antiguas fallas transversales. El límite sur de este sector es la falla de Gran Bretaña.

Al sur de esta falla, en el cuadrángulo de Yauyos y más al sur en los de Huancayo y Conayca, se encuentran anticlinales y sinclinales sencillos, bastante abiertos, cilíndricos e isopacos, espaciados de 5 a 10 km, cuyos ejes pueden seguirse por varias decenas de kilómetros con una dirección entre N45°O y N30°O. Estos pliegues no muestran ninguna vergencia preferencial. Las pocas complicaciones resultan de la presencia de horizontes plásticos que permiten el "décollement" de los estratos suprayacientes y su plegamiento disarmónico, como se observa en el sinclinal de Cachi, cerca a 8,661 x 425 (véase Mégard, 1979, Fig. N° 79).

Las series afectadas por estos pliegues incluyen el Paleozoico, que se comporta como un substrato relativamente dúctil, las series mayormente marinas del Mesozoico, y las capas rojas Casapalca concordantes con ellas que incluyen horizontes datados del Oligoceno en el sinclinal de Usibamba, lo que nos induce a admitir que el plegamiento mayor es debido a la fase quechua 1 (17 M.a.). Las únicas series discordantes encima de estos pliegues son los volcánicos Yanacancha, cuya edad es dudosa, y la Formación Ingahuasi, posiblemente pliocénica.

El comportamiento "rígido" del sector SO de las Altiplanicies, y en particular el del "bloque de domos y cubetas", plantea un problema, pues su substrato pre-mesozoico

Excélsior, que aflora en el domo de Yauli y en el anticlinal de Malpaso, tiene un comportamiento dúctil, a no ser que esté cabalgando sobre un zócalo Neoproterozoico rígido (?); lo que tan solo podría ser demostrado por perfiles sísmicos.

Tectónica del sector NE de las Altiplanicies

Sólo se observa en los cuadrángulos de La Oroya y de Tarma, ya que la línea del alto Mantaro pasa por el punto 12°S x 75°30'O..

Se caracteriza por grandes pliegues isopacos espaciados de 5 a 8 km, en cuyos núcleos aflora la Formación Chambará del Triásico; un "décollement" de estas estructuras sobre los horizontes yesíferos de la base de la Formación Chambará es verosímil.(Perfiles B-B' y C-C' de la Lám. VIII). En la cubierta cretácea se formaron sinclinales y anticlinales disarmónicos espaciados tan solo de algunos centenares de metros a un par de kilómetros. Los buzamientos son altos y a veces invertidos y la tasa de acortamiento es alta.

En una faja de unos 5 km de ancho al NE del río Mantaro y de la línea homónima, los planos axiales de los pliegues buzan hacia el NE y las calizas liásicas del flanco SO del gran anticlinal de los altos del Mantaro cabalgan en esta dirección sobre su cubierta cretácea. Esta vergencia inhabitual se observa desde Malpaso hasta la esquina SO del cuadrángulo de Jauja (cerca a la Hda. Yanacocha en el codo del río Jarpa). Más al NE, esta vergencia desaparece y los planos axiales de los pliegues se verticalizan.

El estudio de las relaciones entre las capas rojas y su substrato, particularmente en el corte del río Mantaro entre Llocllapampa y la depresión de Jauja (Figs. N°s 61 y 62), muestra que la mayor parte de las estructuras que acabamos de describir se formaron antes de la sedimentación de dichas capas rojas. La presencia de un pequeño sinclinal de capas rojas discordante a la vez encima de las formaciones Condorsinga y Goyllarisquizga y ubicado 14 km al este de La Oroya, nos conduce a extender esta conclusión a esta área. Dado que relaciones similares existen entre capas rojas y substrato mesozoico en la serranía de San Blas y Ondores ubicada al SO del lago de Junín, pensamos que esta conclusión es válida para todo el sector NE de las Altiplanicies (véase Mégard, 1979). La atribución a la fase peruana de las estructuras anteriores a estas capas es bastante probable (véase el párrafo "fase peruana").

La superposición de pliegues 2 post-capas rojas, probablemente relacionados con la fase quechua 1, a pliegues 1 pre-capas rojas, probablemente debidos a la fase peruana, plantea problemas geométricos, a pesar de que ambas fases correspondan a una compresión NE-SO.

Los ejes anticlinales 1 y 2 coinciden, y se nota tan solo buzamientos más débiles en las capas rojas que en su substrato. Las relaciones son más complejas para los sinclinales 2, que afectan a menudo los flancos de pliegues 1, lo que obliga a hacer intervenir modelos morfotectónicos (véase Mégard, 1979, Fig. N° 82).

Fallas de rumbo y pliegues asociados

Fallas longitudinales subverticales, que pueden seguirse por varias decenas de kilómetros, y cuyo salto aparente cambia de sentido a lo largo del rumbo, son frecuentes en las Altiplanicies. Una cartografía algo detallada muestra que están asociadas a pliegues de arrastre por lo general hectométricos y a veces kilométricos cuyos ejes tienen pronunciados buzamientos axiales. Estos carácteres son propios de fallas de rumbo.

Es además frecuente que estas fallas cambien de rumbo, volviéndose E-O en la mayoría de los casos, y que se acuesten al mismo tiempo, transformándose en cabalgamientos dirigidos indeferentemente hacia el norte o el sur.

Un buen ejemplo de ello se ve en el cuadrángulo de Tarma en una faja este-oeste de unos 8 km de ancho, ubicada entre 4736 y 4744. En esta área, la falla más espectacular es la de San Blas, que se inicia en el cuadrángulo de Cerro de Pasco, donde emerge de debajo la cubierta glaciárica cuaternaria, atraviesa el cuadrángulo de Ondores y luego el de Tarma. Después de recorrer así 55 km con un rumbo N30°O a N45°O, cambia de rumbo hacia el este y luego el NE. La falla subvertical se transforma al mismo tiempo en un cabalgamiento dirigido hacia el sur y el sureste, a lo largo del cual la Formación Chambará se superpone a dos sinclinales formados en las formaciones Condorsinga, Goyllarisquizga y Chúlec-Pariahuanca (ver el mapa del cuadrángulo de Tarma en el sector comprendido entre 8742 y 8745, y entre 405 y 410).

Otro ejemplo lo proporciona la falla de Gran Bretaña, que es la continuación de una haz de fallas que se inicia en los cabalgamientos N30°O del límite entre Cordillera Occidental y Altiplanicies en el cuadrángulo de Matucana (áreas de Ticlio y de Pomacocha-Huallacocha) y entra a las Altiplanicies en 8690 después de un primer cambio de rumbo ilustrado en Mégard (1979, Fig. N° 67). Vuelve luego a su rumbo inicial, pero con una actitud subvertical hasta cruzar el río Cochas en 8676x406. A partir de este lugar, y luego en la parte norte del cuadrángulo de Yauyos, su rumbo se vuelve ONO-ESE a O-E, al mismo tiempo que se inclina hacia el sur haciendo cabalgar el bloque meridional encima del sinclinorio de Usibamba.

En los dos casos de San Blas y Gran Bretaña, se observa además el desarrollo de pliegues E-O a proximidad de los segmentos de falla de esta orientación.

El conjunto de estas observaciones es coherente con el desplazamiento dextral de grandes bloques longitudinales NO-SE a lo largo de fallas también longitudinales, y el enfrentamiento de estos bloques en las áreas donde las fallas toman una orientación E-O. Parece que esta cinemática tuvo su mayor expresión durante la fase quechua 2 que correspondió a una compresión N-S (Fig. N° 63).

Por otra parte, Soulas (inédito) estudió fallas menores estriadas en brechas morfotectónicas que mapeamos a proximidad de la falla de Gran Bretaña, y que son discordantes encima de todas las formaciones sedimentarias presentes. Determinó que estas fallas funcionaron con un régimen de compresión. E-O, que corresponde al de la fase quechua 3, durante la cual se habrían formado también unos pliegues N-S que parecen replegar los pliegues E-O (Fig. N° 63).

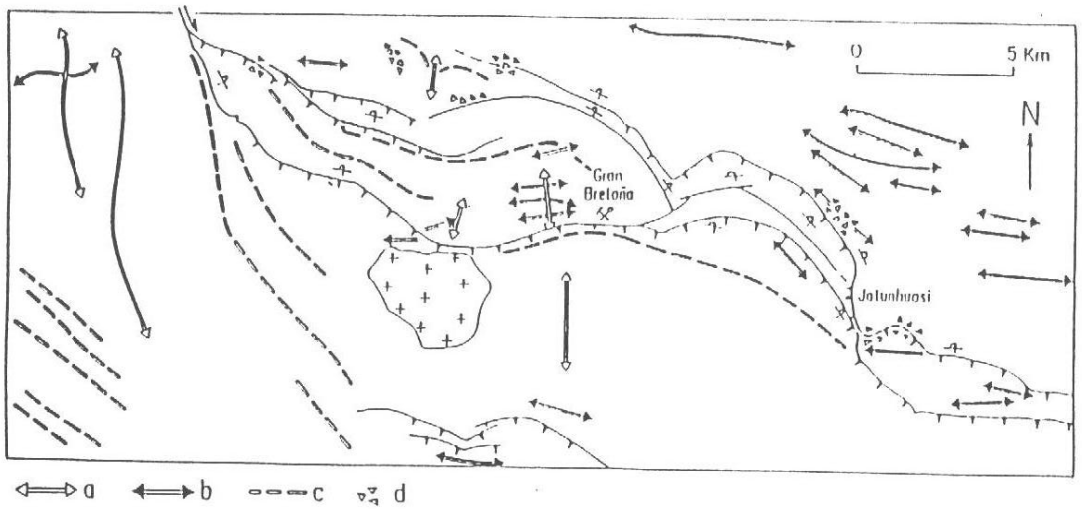


Fig. 63.- Esquema estructural del sistema de fallas de Gran Bretaña, en base a datos colectados por F. Megard y J.P. Soulas.

(a) Pliegues de dirección cercana a N-S, de la fase quechua 3 (aprox. 7 M.a.)
(b) Pliegues de dirección cercana a E-O, de la fase quecha 2 (aprox. 10 M.a.)
(c) Pliegues de dirección cercana a NO-SE, de la fase quechua 1 (aprox. 17 M.a.) y/o base de la fase incaica
(d) Brecha morfotectónica (Mioceno superior)

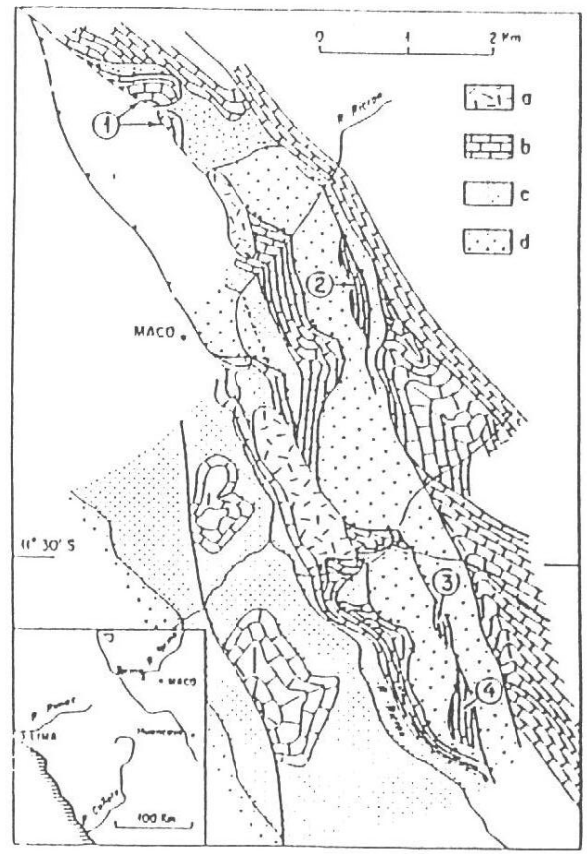


Fig. 64.- El sinclinorio de Ricrán cerca a Maco.

(a) Microdioritas ofíticas, (b) calizas Pucará, (c) Molasas rojas Mitu, (d) Areniscas y lutitas carboníferas, la mayor parte de las fallas, a pesar de tener saltos normales o inversos, son fallas de rumbo

ESTRUCTURAS ANDINAS EN LA CORDILLERA ORIENTAL

En los cuadrángulo de Tarma y La Oroya, estas estructuras se pueden identificar en el Permo-Carbonífero y el Triásico-Liásico que abundan en el anticlinorio de Tarma-Huancayo y el sinclinorio de Ricrán, y forman también en la esquina NE del cuadrángulo de Tarma un afloramiento aislado que representa la cubierta del flanco NE del anticlinorio de Comas-Tambo.

Ya discutimos la edad de la deformación andina en la Cordillera Oriental en el párrafo dedicado a la fase peruana. Sin embrgo, señalaremos nuevamente que en el anticlinorio de Tarma-Huancayo y el sinclinorio de Ricrán, la Formación Chambará suprayace sin mayor discordancia angular al Grupo Mitu, que a su vez descansa sin angularidad marcada encima de los grupos Copacabana- Tarma y Ambo, los cuales sellan los pliegues eohercínicos que afectan a la Formación Concepción del Devoniano. Por otra parte, cuando se observa deformación penetrativa en la Formación Chambará, ésta pasa sin cambio a las formaciones permo-carboníferas.

En resumen, el conjunto permo-carbonífero y las formaciones Triásico-liásicas forman un piso estructural único de edad andina en la parte de la Cordillera Oriental que estudiamos aquí.

Como lo vimos en las secciones del presente boletín dedicadas a la estratigrafía del Paleozoico superior y a la tectónica tardihercínica, parte de las fallas longitudinales que delimitan las grandes unidades estructurales de la Cordillera Oriental y los bloques fusiformes que las componen, son anteriores a la transgresión del Noriano. La mayoría de estas fallas fue reactivada por las fases andinas, al mismo tiempo que otras fallas se formaban. Tenemos argumentos para pensar que la fase peruana fue activa en este proceso, así como una o varias de las fases quechuas. Este último punto queda demostrado por el hecho que conglomerados miocenos de la Formación Huanta que afloran en los cuadrángulos de Pampas y Huanta fueron plegados y fallados dentro de la prolongación meridional del sinclinorio de Ricrán (véase Mégard, 1979, Fig. N° 93), verosimilmente durante las fases quechuas 2 y/o 3.

El sinclinorio de Ricrán puede ser considerado como un divertículo de la cubierta permo-carbonífera y mesozoica de las Altiplanicies que se interna en la Cordillera Oriental entre los anticlinorios de Tarma-Huancayo y de Comas-Tambo entre 8756 y 8752 y va estrechándose hacia el SE, lo que provoca interacciones entre un gran número de fallas longitudinales flexuosas. Esto da lugar a estructuras muy complejas como las que cartografiamos cerca al paralelo 11o30'S. (Fig. N° 64). En esta área se nota que a lo largo de las fallas se superpusieron movimientos de rumbo y movimientos inversos y normales, formándose escamas de pequeña dimensión que buzan fuertemente al NE, así como "astillas" de calizas triásicas de algunos centenares de metros de largo, "embaladas" en lutitas y areniscas carboníferas intensamente cizalladas: es el caso de los bloques numerados de 1 a 4 en la Figura N° TZ. Es interesante notar que estas estructuras fueron luego cortadas por intrusiones de microdioritas ofíticas, cuya edad radiométrica sería interesante conocer.

PAGINA EN BLANCO

Capítulo VI

GEOLOGIA ECONOMICA

CARACTERISTICAS GEO-ECONOMICAS DEL AREA

En el área de estudio se encuentran recursos mineros metálicos y no-metálicos, que dan un importante movimiento económico a la región.

La mayor parte de los yacimientos del área estudiada, integran la provincia polimetálica del Perú Central (7°-14°S) y están relacionados en alguna forma con la actividad magmática del Mioceno, emplazadas en rocas sedimentarias mesozoicas. Los metales más comunes son plomo, zinc, cobre y plata con algo de oro.

Menos frecuentes, son los yacimientos metálicos tipo estratoligados, o por lo menos parcialmente sinsedimentarios formados durante la diagénesis. Se trata de depósitos de zinc y a veces de cobre.

Las cromitas de Tapo representan una mineralización ligada a rocas ultrabásicas del Neoproterozoico.

En base al Archivo Técnico del INGEMMET, se ha obtenido información de 249 ocurrencias mineras las cuales 158 son yacimientos metálicos y 91 de no-metálicos.

RECURSOS MINEROS METALICOS

Yacimientos ligados al orógeno Neoproterozoico

Se trata exclusivamente del yacimiento de Tapo (874140- 43590), cuadrángulo de Tarma, distrito de Tapo en la provincia de Tarma. La cromita fue explotada en varias épocas.

Este tipo de mineralización asociadas a peridotitas serpentinizadas es conocida en los cinturones ofiolíticos y sugiere que las serpentinitas de Tapo podrían representar un remanente de rocas oceánicas Neoproterozoicas.

La cromita de Tapo es rica en aluminio. Sus propiedades refractarias hicieron que su explotación se reactivara en los últimos años.

Yacimientos ligados al sistema de sedimentación Permiano-Neógeno

Mineralizaciones de cobre en "capas rojas" fueron señalados en el Grupo Mitu y en la Formación Casapalca. En el Grupo Mitu, el prospecto más conocido es el de Negra Huanusha.

Las asociaciones de minerales incluyen chalcocita, bornita, cobre, plata nativa y stromeyerita; son pobres en sulfuros y la pirita, en particular está casi ausente.

Yacimientos estratos-ligados de zinc contemporáneos con la diagénesis de las rocas, son conocidos en los carbonatos del Triásico y del Liásico del Perú Central, en particular en el área de Gran Bretaña.

Mina Negra Huanusha (875050-40440)

Se ubica en el cuadrángulo de Tarma, aproximadamente 25 km al NO de la ciudad de Tarma.

Las rocas aflorantes en el área de la mina, son esquistos del Grupo Excélsior, capas rojas del Mitu y calizas Pucará. Un intrusivo constituido por un pórfido cuarzo-diorítico se presenta a lo largo del eje anticlinal en el extremo oeste del área.

Los minerales de mena se presentan en lentes que generalmente son concordantes a la estratificación. En la mayoría del depósito, los minerales están asociados y reemplazan a restos de plantas, pero en algunas áreas están diseminadas en la arenisca.

El mineral más abundante es la chalcocita, seguidos por la bornita, mientras que la calcita, estromeyerita, plata nativa, covelita y cobre nativo son raros, tambien se encuentra mineralización parcialmente supérgenas, como la malaquita, azurita, chalcantita y cuprita. La bornita y chalcosita están íntimamente entrelazados, a veces la chalcocita contornea a la bornita, aunque también puede presentarse sola.

Las leyes promedio son: Cu=3.2%, Ag=2.9oz/Ton, SiO_2=62%, Al_2O_3=16%

Mina Gran Bretaña (865707-44015)

Se ubica en el Cuadrángulo de Yauyos. Geográficamente pertenece a la provincia de Jauja, departamento de Junín.

Este yacimiento fue trabajado por zinc y manganeso. Las rocas aflorantes del área son las calizas Pucará y areniscas Goyllarisquizga.

Los minerales fueron removilizados y reconcentrados por procesos cársticos. La mineralización está emplazada en la Formación Condorsinga. La paragénesis mi-

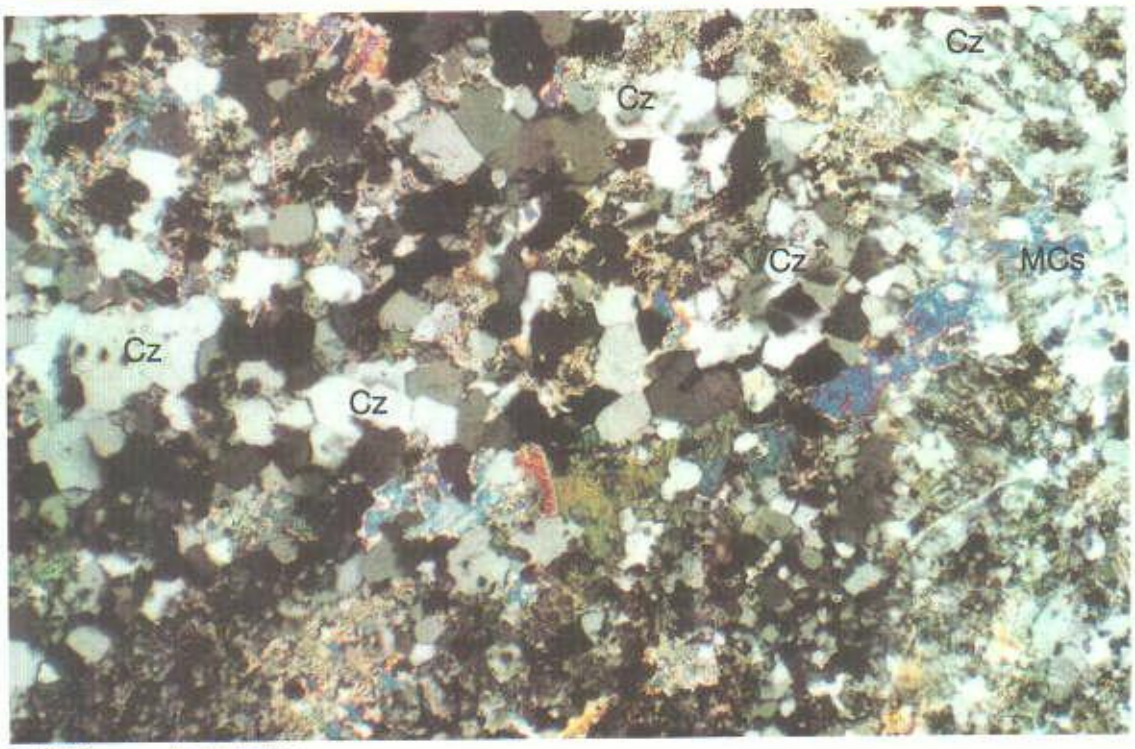


Foto Nº 28. Aumento 75x
Cristales de cuarzo (cz) de grano grueso y diminutos con mica (MCs) intersticiales. Agregados de sericita (ser) intersticial.

PAGINA EN BLANCO

neral incluye esfalerita, que es predominante, galena, pirita y chalcopirita son escasos; además existe baritina, rejalgar y oropimente.

Los minerales de Mn son franklinita, pirolusita y psilomelano, rellenando fracturas en las calizas (techo de la falla principal).

Los cuerpos con Mn son lenticulares y las mayores concentraciones se encuentran en las zonas de fuerte fracturamiento.

El yacimiento se considera de reemplazamiento y concentración residual y supergénica. Actualmente la mina se encuentra paralizada.

Las leyes de promedio de este yacimiento es: Zn=2.5%, Mn=35%

Yacimientos ligados al magmatismo Paleógeno

Son los más productivos y están concentrados en la Cordillera Occidental, en la zona de transición a las Altiplanicies. El yacimiento más importante es la de Yauricocha ubicada en la parte central del cuadrángulo de Yauyos. Le siguen en importancia minas relacionadas con las intrusiones del Tuyujuto y del Tunshu en la esquina SO del cuadrángulo de La Oroya y otras ubicadas en la parte sur del anticlinal de Saturno.

Mina Yauricocha (862920-42645)

Ubicada en el Cuadrángulo de Yauyos. El distrito minero de Yauricocha, fue conocido desde mucho tiempo atras; geográficamente pertenece al distrito de Alis, provincia de Yauyos, a 4,600 msnm.

Los rocas más antiguas expuestas en el área son las areniscas Goyllarisquizga; sobreyaciendo estas areniscas se encuentran la caliza Machay del Cretáceo medio, y sobre ellas se encuentran las lutitas silicificadas con intercalaciones de caliza recristalizada perteneciente a la Formación Celendín.

Ocasionalmente se ha reportado la presencia de flujos de lava y capas tufáceas.

Las intrusiones en la región se emplazaron mayormente en el Plioceno; se presentan contactos definidos con tendencia a seguir el rumbo regional de los planos de estratificación. Su composición es mayormente granodiorítica. Todas estas intrusiones han producido aureolas metamórficas bien desarrolladas.

En el área de Yauricocha, la mineralización se encuentra formando cuerpos irregulares, buzando con gran ángulo siendo a veces casi verticales. Existen casos donde estos cuerpos se extienden por más de 300 m debajo de la superficie.

Se conoce en el área de la mina la presencia de tres vetas, de rumbo E-O con un buzamiento promedio de 70° a 75° al Sur siendo sus grosores de 1 m.

La mineralización presente en los mencionados cuerpos está formada principalmente por pirita, cuarzo, enargita, chalcopirita, bornita, y covelita.

Los cuerpos mineralizados lo constituye el skarn ricos en pirita ubicándose mayormente en el techo de la Formación Jumasha, y en estratos silicificados de la Formación Celendín.

La importante mena de cobre es la enargita, con algo de oro, seguido por la chalcopirita, también ocurre en vetas de dirección ENE-OSO emplazados en la granodiorita.

Siendo un yacimiento polimetálico, las leyes referenciales de sus elementos metálicos son las siguientes: Cu = 5.08%, Zn = 2.5%, Pb = 1.1%, Ag = 4 oz/Ton

Otros yacimientos hidrotermales

En la esquina SO del cuadrángulo de La Oroya, en el contacto de la granodiorita del Tuyujuto con las formaciones Jumasha y Celendín, se produjo una fuerte marmolización y unos cuerpos de skarn con abundante granate del tipo grosularia-andradita asociado a la calcita, diópsido y wollastonita, a los cuales puede añadirse una mineralización de pirita-chalcopirita.

Este tipo de mineralización está presente en la mina Manón, ubicada cerca a la laguna Azulcocha (cuadrángulo de La Oroya). Más al sur, en el cuadrángulo de Yauyos, pequeñas labores fueron desarrolladas en cuerpos similares cerca a las lagunas Quihuacocha y Mullucocha.

Las minas que fueron explotadas mayormente por cobre en el flanco sur del nevado de Cullec (cuadrángulo de Yauyos), están emplazadas en capas rojas que sufrieron un metamorfismo de contacto. Entre ellas, se tiene Manto Norma que es también un skarn mineralizado. Más al NE, el área donde se ubican la mina Vicuñita (cuadrángulo de La Oroya) son similares, pero la última parece estar ubicada dentro del intrusivo Tunshu. La mina Calzada ubicada en la misma zona, no parece tener relación directa con ningún intrusivo presentándose como mantos en las Capas Rojas Casapalca inclusive. Esta mina en 1968 era explotada por cobre pero ciertos horizontes eran ricos en bismuto, plata y oro.

La mina San José (cuadrángulo de La Oroya), tiene a la Formación Jumasha por roca caja, su mineralización consta de galena y esfalerita con algo de plata al parecer emplazada en fracturas.

Existen pequeñas minas que fueron explotadas en 1969 por zinc y plata en la extremidad sur del anticlinal de Saturno, las mismas que tienen relación con el intenso fallamiento y fracturación presente en el área, donde afloran las calizas Condorsin-

ga infrayaciendo a las areniscas Cercapuquio, ambas cortadas por cuerpos gabroides cuya mayor dimensión no alcanza los 500 m.

No se conoce ningún yacimiento significativo en la parte central y NE de las Altiplanicies de los tres cuadrángulos estudiados, donde por otra parte los intrusivos son escasos; la única excepción en el cuadrángulo de Tarma, es Chanchamina, relacionada a un intrusivo verosímilmente terciario que corta rocas del Paleozoico superior y del Triásico.

Mina Chanchamina (874151-41453)

Se encuentra en el cuadrángulo de Tarma. En el distrito de Leticia, provincia de Tarma. Esta mina, antes era conocida como mina Atocsayco.

La mineralización en Chanchamina, está relacionada a un intrusivo posiblemente Paleógeno que corta rocas del Paleozoico superior y del Triásico. No se ha observado metamorfismo en los sedimentos cortados.

La última actividad ígnea es una serie de diques y de capas intrusivas (sills) de riolita de color blanco.

La mina está formada por cuerpos mineralizados, que arrojaban leyes de Au = 3g/ton, Ag = 15Oz/ton, Pb = 10%. Fue explotada por oro hasta el año 1960. Actualmente, la Cía. Cementos Andinos, está explotando los óxidos de hierro para insumo en la fabricación de cemento.

Mina Rosalian (877167-43627)

Se encuentra ubicada en el Cuadrángulo de Tarma, a 25 km al NE del área de Chanchamina, en la provincia de Tarma.

Posee delgadas vetas de oro de más de 30 cm. El mineral se presenta en un dique lamprófido, con las siguientes leyes promedio: Au = 1 oz/Ton, Ag = 4 oz/Ton

Anteriormente se obtuvieron altas recuperaciones de plata y oro por medio de la flotación de los metales básicos, seguida de cianuración de relaves piríticos. Actualmente está paralizada.

RECURSOS MINEROS NO-METALICOS

Los minerales no-metálicos en el área estudiada, constituyen una actividad económica importante en la economía de la región.

Mayormente está relacionada con la explotación de caliza, sílice, carbón y rocas ornamentales (mármol y travertino).

Pese a la antigüedad de la actividad no-metálica, la explotación en la gran mayoría de canteras es de forma artesanal, escasamente mecanizada, igualmente en su

tratamiento. Buena parte de las canteras en actividad, se trabajan esporadicamente, sólo cuando hay requirimientos de dicha materia prima.

El potencial de los recursos no-metálicos en la región es grande, se requiere realizar estudios específicos para evaluarlos e incrementar su utilización industrial, como es el caso de la fábrica Cementos Andinos, que utiliza materia prima como caliza, arcilla, yeso de esta región.

Carbón

En esta región desde comienzos del siglo, se ha explotado carbón proveniente de la Formación Goyllarisquizga, ubicándose sus afloramientos a lo largo de una faja NO - SE, en la parte NE del cuadrángulo de Yauyos, encontrándose lentes de carbón en las minas Celica y Negro Bueno, cerca de Jatunhuasi.

En algunos casos, a pesar de no ser económica la extracción de carbón, parte de estas minas se siguieron explotando por arcillas refractarias asociadas.

A continuación se dan algunas referencias sobre las áreas de Jatunhuasi y Llacsacocha, las mismas que muestran contenidos no muy altos en carbón.

Area de Jatunhuasi

El área de Jatunhuasi, está ubicada en el extremo NE del cuadrángulo de Yauyos, en la provincia de Huancayo, departamento de Junín.

En Jatunhuasi existe carbón bituminoso; que se presenta como mantos lenticulares de diferente grosor dentro de las areniscas y lutitas del Grupo Goyllarisquisga.

El carbón tiene una proporción considerable de impurezas piríticas. Una serie de muestras promedio tomadas de diferentes niveles de explotación, dieron como promedio de 12 a 24 % de cenizas.

Area de Llacsacocha

Esta área queda por la laguna Llacsacocha, en la parte norte del cuadrángulo de Yauyos.

El carbón se encuentra con contenidos de vanadio. Se ha explotado estos carbones con el fin de recuperar las cenizas de vanadio; pero el contenido del mismo en el carbón es muy bajo para garantizar una explotación económica.

Las zonas de carbón del área de Llacsacocha se presenta en mantos que sobrepasan a 1 m dentro de las areniscas de la Formación Goyllarisquizga. Estos mantos tienen un buzamiento más bien suave.

El drenaje de la laguna Llacsacocha aumentaría las reservas explotables de 2 a 3 veces, ya que los mantos se encuentran por debajo del nivel del agua.

Foto Nº 29. Vista panorámica de la Mina Tapo (cromo), Tarma.

Foto Nº 30. Labor en la Mina Tapo, en serpentinitas del complejo Huacar.

PAGINA EN BLANCO

El carbón es quebradizo, no coquificante, contiene cenizas que arrojan de 10 a 12 % de óxidos de vanadio y 0.0026 % de óxidos de uranio.

Sílice

En el cuadrángulo de La Oroya, en varias partes a lo largo del valle del río Mantaro, se explota sílice de unas areniscas blancas muy puras de la Formación Goyllarisquizga, destacando las canteras ubicadas cerca de Parco y las que queda a unos 2 km al sur de Llocllapampa.

En Llocllapampa, tenemos la mina Santa Rosa, ubicada entre las coordenadas UTM 869206N y 43182E, siendo actualmente la de mayor producción de toda la región, trabajándose 12,000 TM por mes.

Esta mina viene siendo explotada desde hace unos 60 años.

Calizas

Estas rocas son utilizadas como material básico para la producción de cemento, cal, etc. siendo abundantes en área que comprende estos cuadrángulos.

Las calizas que se explotan, proviene de varias formaciones geológicas, tales como Chúlec, Jumasha, Chambará. Así por ejemplo tenemos en el área de Condorcocha, cerca de Chanchamina (cuadrángulo de Tarma).

La explotación se realiza a cielo abierto, en algunos casos se emplean explosivos. Cuando es factible, se obtienen bloques de tamaños grandes o medianos, para ser cortados en planchas para su posterior empleo en revestimientos. También las calizas se emplean como áridos de construcción.

Las calizas de Grupo Pucará son las que emplea la Empresa Cementos Andinos como materia prima en la fabricación del cemento.

Yeso

En el área estudiada, existen varios depósitos de yeso. Las formaciones de donde se les extrae son las formaciones Celendín, Casapalca, Jumasha, Chúlec, Pariatambo. Entre ellos tenemos los que quedan cerca del sector de Chanchamina (cuadrángulo de Tarma), donde existe un yeso de muy buena calidad tipo "yeso de París".

El yeso en esta región es generalmente de coloración gris blanquecina a blanca, compacto que aflora en capas de diversas potencias, con intercalaciones de areniscas, lutitas y calizas.

La explotación es a cielo abierto, teniendo algunas canteras hornos para la calcinación del yeso.

Talco, pirofilita y baritina

El talco se encuentra en las rocas metamóficas del Grupo Excélsior y en el Complejo Huácar.

La pirofilita se localizan en la Formación Aramachay.

Se encuentra talco y pirofilita principalmente por la localidad de Tarma.

La baritina se presenta en forma filoneana, generalmente en vetas pequeñas en las Formaciones Chambará y a veces en rocas volcánicas. Esta tiene tonalidades claras, se puede presentar mezclada con la calcita ó con mineralización de plomo y cobre.

La explotación se hace a cielo abierto ó por medio de galerías.

Buenos ejemplos de ocurrencias de baritina tenemos por los alrededores de los distritos de Tarma y Tapo (cuadrángulo de Tarma).

Materiales de construcción

Los travertinos cuaternarios son frecuentes, en particular en los cuadrángulos de Tarma y de La Oroya.

Travertinos bien concrecionados y resistentes se explotan en el valle del río Mantaro aguas abajo de La Oroya, los cuales son utilizados en pisos y fachadas.

Otros travertinos blandos, como en el valle del río Yuli, son utilizados como materia prima para fabricar cal. En Condorcocha, la planta de Cemento Andino también utiliza estas rocas, que se extraen mecánicamente sin dificultad.

El mármol proviene de las formaciones Chúlec, Calipuy y del Grupo Pucará. Los mármoles que se encuentran en el Grupo Pucará, son de tonalidades grises a pardos oscuros, normalmente están estratificados en bancos de gran grosor; este mármol contiene abundantes vetillas de calcita.

Los mármoles de la Formación Chúlec, se les puede considerar como calizas marmóreas, tienen tonalidades diversas, normalmente contienen nódulos calcáreos.

Se está incrementando la utilización de arcillas comunes, empleadas primordialmente en la elaboración de ladrillos y tejas.

Estas arcillas provienen de depósitos Cuaternarios, son de tonalidad rosácea a marrón, encontrándose como grandes lentejones.

Se extrae esta arcilla en donde hay demanda de ladrillos, como en las localidades de Tarma, Junín, La Oroya, Yauyos, etc.

Foto Nº 31. Cantera de sílice en Santa Rosa de Llocllapampa.

Foto Nº 32. Cantera de travertino en la margen izquierda del río Mantaro (carretera La Oroya-Jauja).

PAGINA EN BLANCO

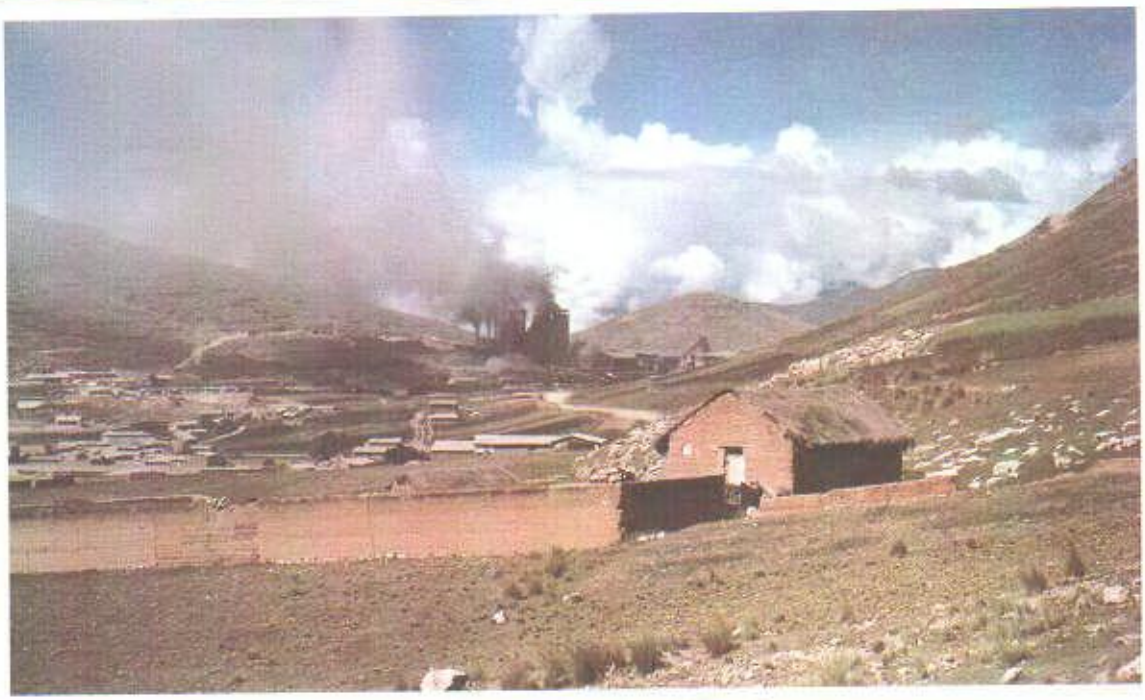


Foto Nº 33. Vista panorámica de la Fábrica de Cementos Andino (Tarma).

Foto Nº 34. Canteras de Yeso en el cerro Quipamarca (Tarma).

PAGINA EN BLANCO

Capítulo VII

GEOLOGIA HISTORICA

La variada litología de la secuencia sedimentaria en el área de estudio ha estado relacionado a las repetitivas transgresiones y regresiones marinas debidas a la dinámica interna de la Tierra que fue acompañado con fuertes fracturamientos. Así, en el área de trabajo las rocas más antiguas expuestas son las del Grupo Huácar que aflora a lo largo de la Cordillera Oriental, es muy probable que la depositación de estas rocas fue en una cuenca muy amplia el que fue interrumpido por el Ciclo Orogénico Brasiliano (900-500 M.a.), de fase compresiva que ocasionó microplegamientos y esquistosidad.

En el área de trabajo es un afloramiento relativamente pequeño de orientación NO-SE, posteriormente como resultado de la última fase compresiva de la Orogenia Brasílida premaneció emergido probablemente hasta fines del Cámbrico o inicios del Ordovícico donde se inicia la primera transgresión marina ocacionando la sedimentación de depósitos flichoides, filitas, cuarcitas del Grupo Excélsior (Formación Concepción), actualmente estos afloramientos en el área de trabajo aparecen en el Domo de Yauli y en la Cordillera Oriental, afloramientos que tienen mayores áreas de exposición que la anterior.

La tectorogénesis Eohercínica de fase compresiva interrumpió la sedimentación Siluro-Devoniana facilitando la sedimentación de las secuencias de los grupos Ambo, Tarma, Copacabana y Mitu discordantes al substrato Siluro Devoniano, de una litología mayormente de ambiente marino que culmina con una serie molásica de ambiente continental, también interrumpido por la fase Tardihercínica que tuvo movimintos epirogenéticos de plegamientos suaves que forma una cuenca de gran radio de curbatura que hacia el oeste están completamente cubierto por sedimentos Mesozoicos a excepción del Grupo Mitu, a moderado razón por la cual los grupos en mención casi siempre se encuentran formando grandes monoclinales como se puede ver al NE de Junín (en los grupos Ambo y Tarma) y generalmente el Grupo Mitu.

Además, esta tectorogénesis Tardihercínica es acompañada de moderada a débil esquistosidad así mismo débil metamorfismo, actualmente están bien conservados en la Cordillera Oriental y están ausentes en las Altiplanicies y Cordillera Cccidental, a exepción del Grupo Mitu que aflora en las Altiplanicies en su fase volcánica.

Durante este tiempo se estima también que se produjo eventos plutónicos graníticos aún no determinados con precisión, probablente anteriores al Permiano, se en-

cuentran entre Tarma-San Ramón, los eventos volcánicos están más que todo relacionados al Grupo Mitu, así mismo a las tobas de fase explosiva? del Grupo Ambo.

La sedimentación mesozóica se inicia con la invasión de aguas marinas que cubre ampliamente la superficie molásica que aflora extensamente en el Perú Central, tanto en ambos flancos de las cordilleras Oriental y Occidental como en las altiplanicies, la litología es predominantemente calcarea, movimientos epirogénicos pretitonianos hacen que se retiren las aguas carbonatadas quedando cuencas continentales amplias con mayor significación hacia el oeste (Cordillera Occidental) facilitando así la sedimentación detrítica de la Formación Oyón-Chimú, la presencia de calizas de la Formación Santa indicaría movimientos intermitentes de la corteza terrestre facilitando la transgresión marina por pequeños períodos de tiempo siendo reemplazado por sedimentos limoarcillosos de la Formación Carhuaz, todo esto en la Cordillera Occidental mientras que hacia la Cordillera Oriental la serie equivalente del Grupo Goyllarisquizga también ampliamente difundido a lo largo del flanco oeste de esta Cordillera que descansa discordantemente sobre sedimentos carbonatados del Jurásico inferior.

La sedimentación del Cretáceo podría deberse a movimientos nevadianos aún no reconocidos que se caracterizan por levantamientos en bloque con su consecuente subsidencia produciéndose nuevamente la transgresión marina ocupando grandes áreas bien representadas en la Cordillera Occidental llegando hasta la costa y expresada por mayores grosores de las formaciones que en la Cordillera Oriental y parte de las altiplanicies, el flanco occidental de la Cordillera Oriental permaneció como un alto estructural que limitó la cuenca oriental que podría ser corroborado por el adelgazamiento de los sedimentos calcáreos de tal forma que dichos sedimentos encontrados en el extremo nororiental del área de trabajo (cuadrángulo de La Oroya) presentan rangos amplios, caracterizándose por ser predominantemente margoso calcáreo y estratos delgados de calizas margosas, movimientos de deformación de fase interalbiana sucede cambios ligeros de las facies y grosor de los sedimentos mejor manifestado en el Cretáceo superior (Formación Jumasha) aunque no bien definidos como se ve en la Formación Celendín que es margoso calcáreo con calizas margosas.

La sedimentación predominantemente calcárea fue afectado por la tectogénesis Andina también de fase compresiva que determinaron estructuras de dominio NO-SE.

A lo largo de la historia geológica del Perú Central los cambios sucedidos como consecuencia de la fase peruana es la interrupción de la sedimentación marina carbonatada siendo remplazado por la depositación continental de las capas rojas quizas al finalizar el Santoniano emplazados sobre una paleogeografía plana, ondulada posteriormente por las fases quechuas, desarrollando pliegues amplios o abiertos con dirección NO-SE así como el origen de fallamientos de la misma tendencia andina.

La actividad magmática durante el Cretáceo es evidenciado mediante pulsaciones lávicas de naturaleza basáltica, estas se encuentran en las areniscas del Grupo Goyllarisquizga, en las margas calcáreas de la Formación Chúlec, generalmente ellos están interstratificados, algunos de los primeros afloramientos se pueden encontrar en la cantera de sílice de Parco (cuadrángulo de La Oroya), y la interstratificación de ba-

saltos con la Formación Jumasha se encuentra en la mina San Valentín (cuadrángulo de Yauyos).

En conclusión la fase peruana sella o interrumpe casi definitivamente la sedimentación marina en esta parte del área de trabajo. Probablemente fallamientos profundos ocacionado por esta fase peruana activó la dinámica interna de la corteza terrestre que facilitó el emplazamiento del plutonismo ígneo de la costa formando los batolitos con poca influencia hacia el área de trabajo. Sin embargo, la migración magmática hacia el este ha sido lento en el tiempo de tal manera que cuerpos ígneos existen de edad relativamente jóvenes en la Cordillera Occidental como el cuerpo granodiorítico monzonítico de 6.9 M.a. del área de Yauricocha.

Aquella dinámica interna de la corteza ocasionó una orogenia fuertemente compresiva que ha generado fuertes plagamientos, fallamientos inversos y sobreescurrimientos.

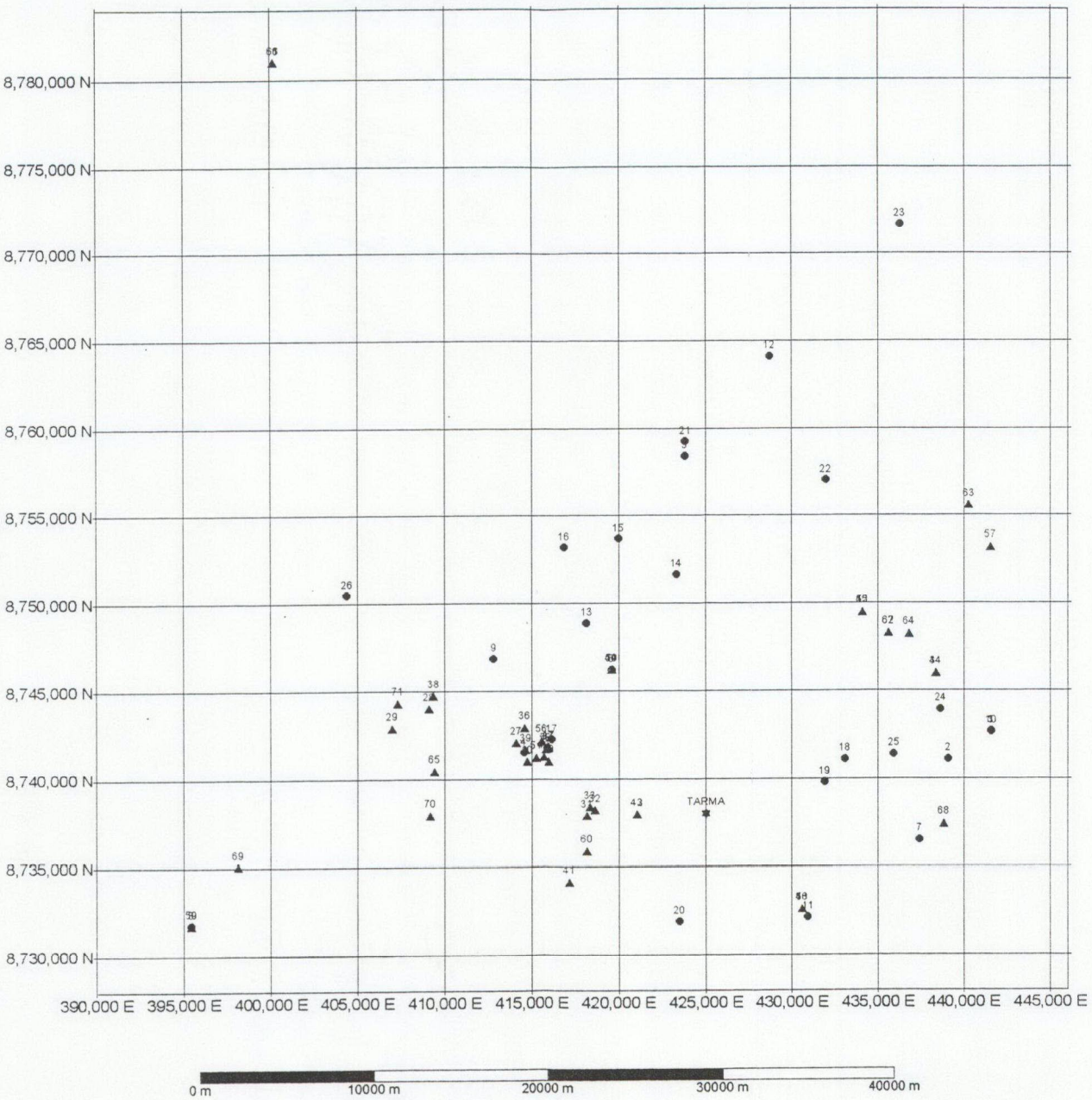
Quizas una quietud relativa permite la formación de grandes cuencas lagunares que posteriormente fueron colmatadas más que todo por la actividad volcánica del Paleógeno y Neógeno, expresada mayormente en la parte sur del cuadrángulo de Yauyos, de volumen extenso que se prolonga y está mejor representado más al SE en el cuadrágulo de Tupe, constituido por los volcánicos Tantará, Sacsaquero, Castrovirreyna, Millotingo, Huarochirí.

Al parecer en esta parte empieza con una fase lávica (Tantará) seguido por fases explosivas depositados en cuancas lagunares, siendo aún más explosivas en el Neógeno Plioceno, que tiene una paleogeografía compleja es decir accidentada por lo que los depósitos volcánicos tienen variado grosor. Además, el vulcanismo pliocuaternario es casi ausente en todo el área de trabajo; pero se encuentra depresiones longitudinales con gruesas acumulaciones de conglomerados conocidos como formaciones Ushno y Mataula, también es de notar el sedimento lacustrino depositado como consecuencia del represamiento durante la evolución del río Cañete al sur de Magdalena (cerca al límite con el cuadrángulo de Tupe), así mismo los abundantes depósitos Pliopleistocénicos a lo largo del río Mantaro.

La tectónica cuaternaria está representado en aquellos depósitos que actualmente se encuentran de alguna forma con buzamientos moderados, depositados al NO de la depresión Jauja-Huancayo.

PAGINA EN BLANCO

MAPA DE UBICACION DE MINAS - CUADRANGULO DE TARMA

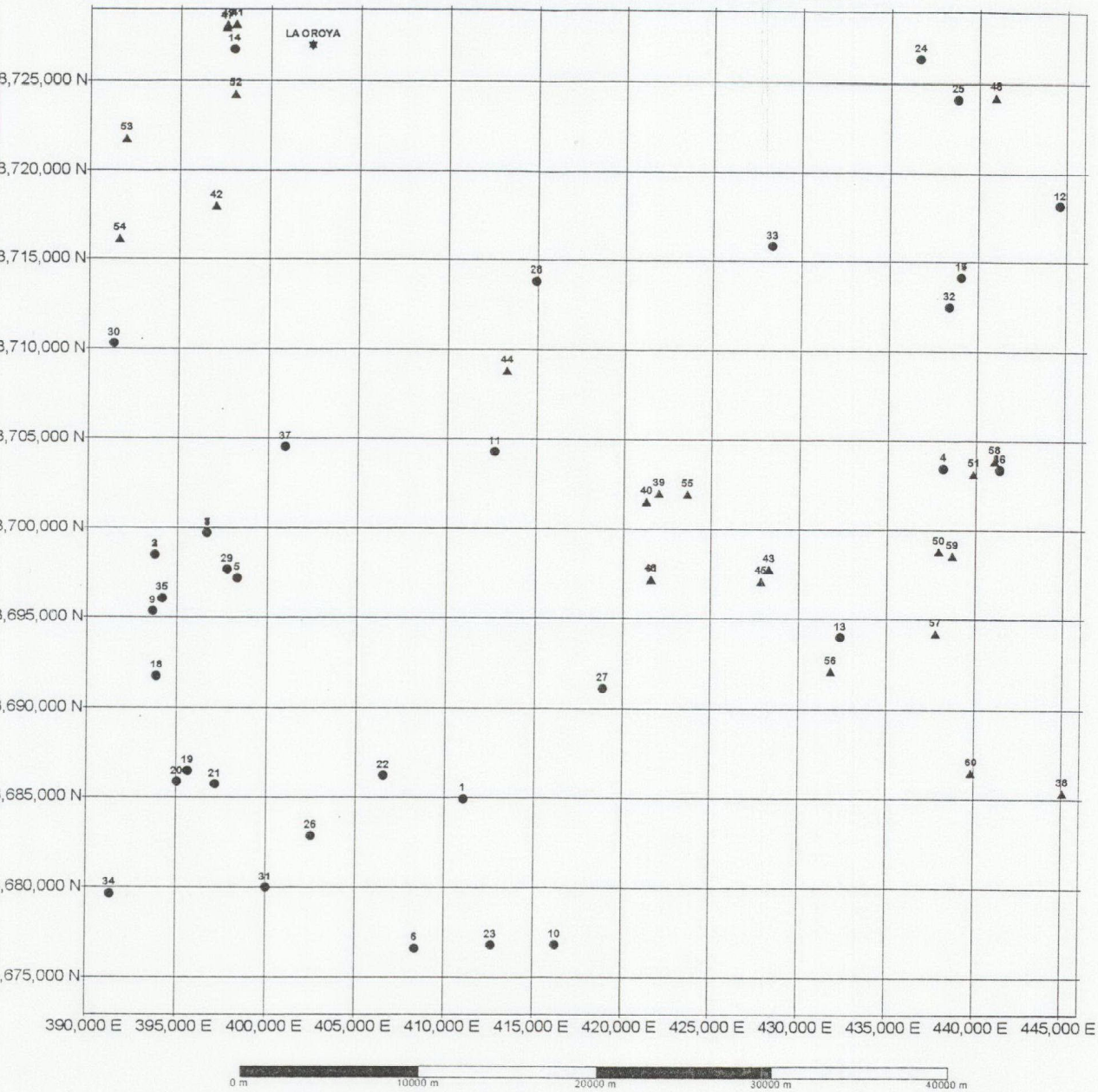


LEYENDA

- METALICOS
- NO METALICOS
- LOCALIDAD

PAGINA EN BLANCO

MAPA DE UBICACION DE MINAS - CUADRANGULO DE LA OROYA

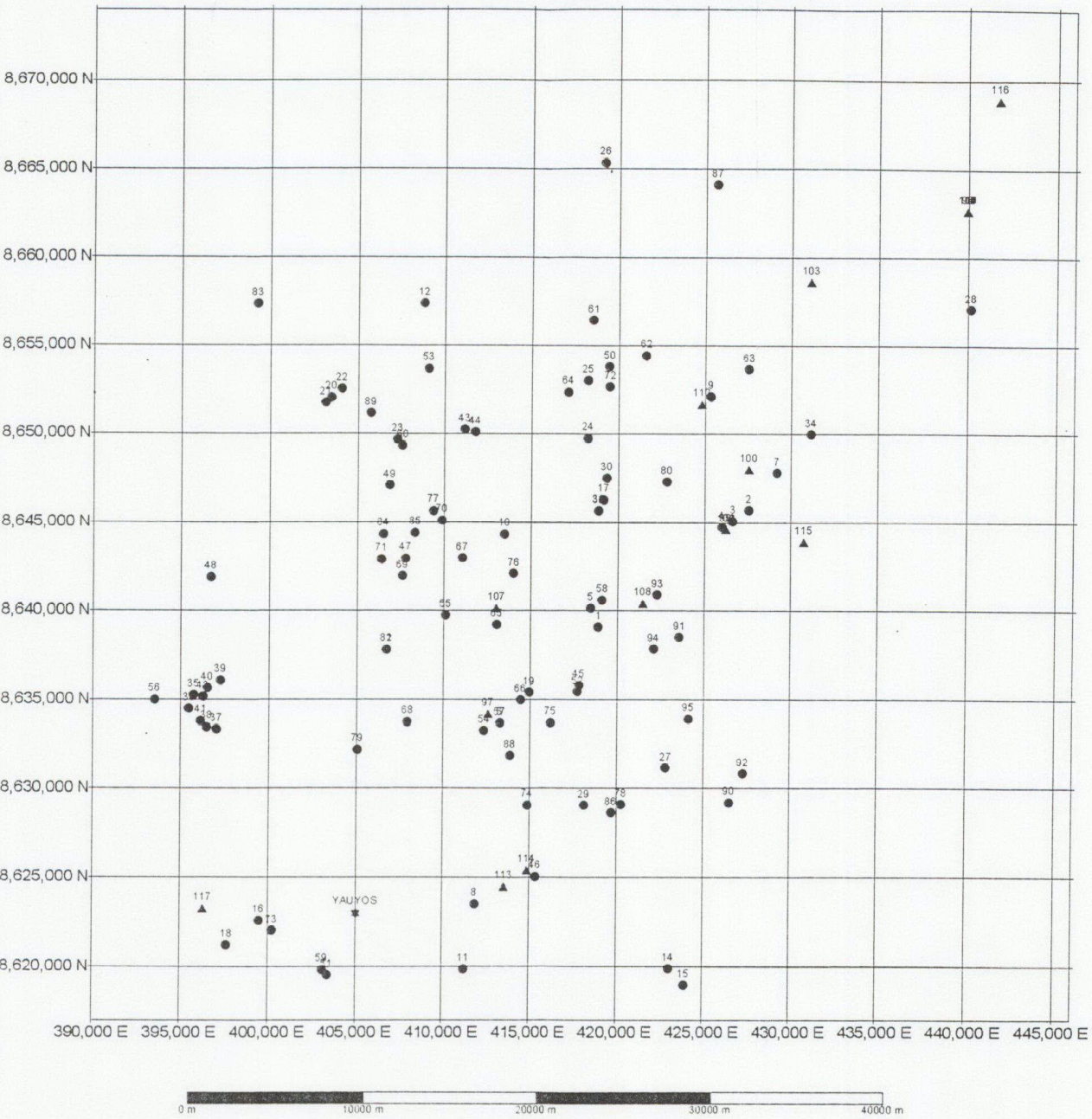


LEYENDA

- METALICOS
- NO METALICOS
- LOCALIDAD

PAGINA EN BLANCO

MAPA DE UBICACION DE MINAS - CUADRANGULO DE YAUYOS



LEYENDA

- METALICOS
- NO METALICOS
- LOCALIDAD

PAGINA EN BLANCO

BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ, A. y NOBLE, D.C. (1988).- Sedimentary rock-hosted disseminated precious metal mineralization at Purísima Concepción, Yauricocha district, central Peru. Econ. Geol., v.83, p. 1368-1378.

AMSTUTZ, G.C. (1956).- A note on a peculiar association of copper with fossil plants in central Peru. Bol. Soc. Geol. Perú, v. 30, p. 5-11.

ANGELES, C. (1987).- Les chevauchements de la Cordillère Occidentale par 12°15'S (Andes du Pérou central). Tesis doct., U. de Montpellier II, 184 p., 1 mapa al 1/25,000

BECKINSALE, et al. (1985).- Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In: Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes; W.S. Pitcher & al., eds., Blackie, p.177-202.

BENAVIDES C., V. (1956).- Cretaceous system in northern Peru. Amer. Mus. of Nat. His. Bull., v. 108, p.252-494.

BERRY, E.W. (1922).- The Mesozoic floras of Peru. John Hopkins Stud. in Geol., N° 4, 49 p.

BLANC, J.L. (1984).- Néotectonique et sismotectonique des Andes du Pérou central dans la région de Huancayo. Tesis 3er ciclo, U. de Paris-Sud, Orsay, 162 p., 1 mapa al 1/100,000.

BOIT, B. (1966).- Fauna de la facies occidental del Noriano al oeste de Colquijirca (Cerro de Pasco). Publ. Mus. His. Nat. "Javier Prado", Ser. C, Geol., N° 11

CLAPPERTON, C.M (1979).- Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr. Nature, v. 62, N°5695, p.375-377.

CLAPPERTON, C.M (1983).- The glaciation of the Andes. Quaternary Sci. Rev., v.2, p.83-155, Pergamon Press.

COBBING, (1973).-Geología de los cuadrángulos de Canta, Barranca, Ambar y Oyón. Serv. Geol. y Minería, Bol. 26, 172 p.

CONEY, P.J. (1971).- Structural evolution of the Cordillera Huayhuash, Andes of Peru. Geol Soc. Amer. Bull., v.82, p.1863-1884.

COX, L.R. (1949).- Moluscos del Triásico superior del Perú. Inst. Geol. del Perú, Bol. 12, 48p.

DALMAYRAC, B. (1986).- Estudio geológico de la Cordillera Oriental, región de Huánuco, INGEMMET, Est. Espec., Bol. 11, 140 p.

DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G. y MAROCCO, R. (1988).- Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes peruanos.

INGEMMET, Est. Espec., Bol. 10, 313 p. DOLLFUS, O. (1965).- Les Andes Centrales du Pérou et leurs piémonts (entre Lima et le Perené). Etude morphologique. Trav. Inst. Français d'Etudes Andines, T.X, 404 p.

DUEÑAS, E.I. (1921).- Reconocimiento geológico-minero de la cuenca carbonífera septentrional Lima-Junín. Bol. Cuerpo Ing. Min. Perú, N° 104.

DUNBAR, C.O. y NEWELL, N.D. (1946).- Marine early Permian of the Central Andes and its fusuline fauna. Amer. Jour. of Sci., v. 244, p. 377-402 y 457-491.

EGELER, C.G. y de BOOY, T. (1961).- Preliminary note on the geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Peru), with emphasis on the essentially pre-andean origin of the structure. Geol. in Mijnb., v. 40, p. 319-326.

FERNANDEZ CONCHA, J. (1958).- Geología del Morro Solar, Lima. Bol. Soc. Geol. Perú, v. 33, p.3-50.

FERREIRA, E.O. (1972).- Carta tectónica do Brazil, noticia explicativa. Dep. Nac. Prod. Min. Bol., n° 1, 19 p.

FRICKER, P. (1960).- Zur Geologie der Cordillera Vilcabamba. Die Alpen, v. 36 (1), p. 56-66.

GILETTI, B.J. y DAY, H.W. (1968);- Potassium-Argon ages of igneous intrusive rocks in Peru. Nature, v.220, p.570- 572.

GUIZADO, J. y LANDA, C. (1956).- Geología del cuadrángulo de Pampas. Com. Carta Geol. Nac., Bol. 12, 75 p.

HAAS, O. (1953).- Mesozoic invertebrate faunas of Peru. Bull. Amer. Mus. Nat. His., v. 101, 328 p.

HANSEN, B.C.S., WRIGHT, H.E. y BRADBURY, J.P. (1984).- Pollen studies in the Junín area, central Peruvian Andes. Geol. Soc. Amer. Bull., v.95, p.1454-1465.

HARRISON, J.V. (1943).- Geología de los Andes centrales en parte del departamento de Junín (Perú). Bol. Soc. Geol. Perú, v. 16, 97 p.

HARRISON, J.V. (1951).- Geología de los Andes orientales del Perú Central. Bol. Soc. Geol. Perú, v. 21, 97 p.

HARRISON, J.V. (1956 a).- La geología de la región entre hacienda Casca y el pueblo de Junín. Bol. Inst. Nac. de Invest. y Fomento Min., N° 15, p. 7-12.

HARRISON, J.V. (1956 b).- Geología de la carretera Huancayo- Santa Beatriz en el Perú Central, 28, 47p.

HEIM, A. (1947).- Investigaciones geológicas en el Perú. Inst. Geol. del Perú, Bol. 8, 34 p.

von HILLEBRANDT, A. (1970).- Die Kreide in der Zentralkordillere östlich von Lima (Peru, Südamerika). Geol. Rundschau, v.59 (3), p.1180- 1203.

Von HILLEBRANDT, A. y MIRVALD, P. (1969).- Zur Geologie der Yarumario-Gruppe. In: Münchner Anden-Kundfahrt 1967, Deutsche Alpenverein Selbstverlag, p.11-40.

JACAY, J. (1994).-Evolution sédimentaire de la marge andine: le Crétacé supérieur des Andes du Pérou central et septentrional. Mémoire de D.E.A., U. de Grenoble I, 97 p.

JAILLARD, E. (1986).- La sédimentation crétacée dans les Andes du Pérou central: exemple de la formation Jumasha (Albien moyen-supérieur) dans la région d'Oyón (dépar- tement de Lima). Géodynamique, v. 1(2), p. 97-108.

JAILLARD, E. (1996).- La sedimentación albiana-turoniana en el sur del Perú (Arequipa-Puno-Putina). Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar en homenaje a A. Benavides, (en prensa).

JAILLARD, E. y SANTANDER, G. (1992).- La tectónica polifásica en escamas de la zona de Mañazo-Lagunillas (Puno, sur del Perú). Bull. Inst. Francés de Est. And., v. 21 (1), p. 37-58.

JOHNSON, R. F., LEWIS, R. W. Jr. y ABELE, G. (1955).- Geology and ore deposits of the Atacocha district. Departamento de Cerro de Pasco, Peru. U. S. Geol. Survey Bull., n° 975-E, p.337-388.

KOBE, H.W.(1984).- Contribución a la metalogenia del Paleozoico del domo de Yauli. Bol. Soc. Geol. Perú, v.73, p.67-91.

KOBE, H.W. (1986).- Apuntes sobre el Paleozoico en el domo de Malpaso. Bol. Soc. Geol. Perú, v.76, p. 35-44.

KUMMEL, B. (1950).- Stratigraphical studies in northern Peru. Amer. Jour. Sci., v. 248, p. 249- 263.

LEMON, R.R.M y CRANSWICK, J.S. (1956).- Graptolites from Huácar. Publ. Mus. His. Nat. "Javier Prado", N° 5,30 p.

LEVIN, P. (1974).- Die Pucará-Sedimente im Chanchamayo-Gebiet in Ost-Peru. Geol. Rdsch., v. 63 (1), p.347-356.

LOUGHMAN, D.L. y HALLAM, A. (1982).- A facies analysis of the Pucará group (Norian to Toarcian carbonates, organic- rich shales and phosphate) of Central and Northern Peru. Sedim Geol. , v. 32, p. 161-194.

MAROCCO, R. (1975).- Geología de los cuadrángulos de Andahuaylas, Abancay y Cotabambas. Inst; Geol. y Min. , Bol. 27, 51 p.

Mc LAUGHLIN, D.H. (1924).- Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departments of Junín and Lima. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 35, p. 591-632.

Mc KEE, E.H. y NOBLE, D.C., 1982.- Miocene volcanism and deformation in the Western Cordillera and high plateaus of Central Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 93, p.657- 662.

Mc KEE, E.H., NOBLE, D.C., PETERSEN, U., ARENAS, M y BENAVIDES, A. (1975)- Chronology of late Tertiary volcanism and mineralization, Huachocolpa district, Central Peru. Econ. Geol., v. 70, p.388-390

MEGARD, F. (1968).- Geología del cuadrángulo de Huancayo. Serv. de Geol. y Min., Bol. N° 18, 123 p.

MEGARD, F. (1979).- Geología de los Andes del Perú Central. INGEMMET, Est. Espec., Bol. 8, 227 p.

MEGARD, F. (1984).- The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. J.Geol.Soc. London, v.141, p.893-900.

MOULIN, N. (1989).-Facies et séquences de dépôt de la plate- forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central. Tésis doct., U. de Montpellier. 287 p., 11 Lám.

MYERS, J.S. (1974).- Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru between latitudes 10° 10°30'S. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., v.58, p. 474-487.

NOBLE, D.C., Mc KEE, E.H. y MEGARD, F. (1978).- Eocene uplift and unroofing of the coastal batholith near Lima, Peru. J. Geol., V.86, p.403-405.

NOBLE, D.C., Mc KEE, E.H. y MEGARD, F. (1979).- Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of Central Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 90,

NOBLE, D.C., Mc KEE, E.H., FARRAR, E. y PETERSEN, U. (1974).- Episodic volcanism and tectonism in the Andes of Peru.- Earth and Planet. Sci. Let., v.45, p. 80-86.

NUÑEZ DEL PRADO, H. (1989).- Análisis sedimentológico de la serie cretácea de la alta Cordillera Occidental del Perú Central. Bol. Soc. Geol. Perú, v. 79, p. 63-74. p. 903-907.

PALACIOS, O., CALDAS, J. y VELA, C. (1992).- Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica. INGEMMET, Bol. 43, ser. A, 163 p.

PARDO, O.A. y SANZ V. (1979).- Estratigrafía del curso medio del río La Leche. Bol. Soc. Geol. Perú, v. 60, p.251-266

PAREDES, J. (1972).- Etude géologique de la feuille de Jauja au 1/100000e. Thèse 3e cycle, U. de Montpellier, 79 p.

PAREDES, J. (1994).-Geología del cuadrángulo de Jauja. INGEMMET, serie A, Bol. N° 48, 1O4 p.

PETERSEN, U. (1965).- Regional geology and major ore deposits of central Peru. Econ. Geol., v.60, p.407-476.

ROMANI, M(1982).- Géologie de la région minière Uchucchcacua- Hacienda Otuto.-Tesis 3er. ciclo, U. de Grenoble, 176 p.

ROSAS, S. y FONTBOTE, Ll. (1990).-Análisis sedimentológico y litogeoquímico de las formaciones Cercapuquio y Chaucha en un corte (12°04'19"S, 75°40'45"O) al sur de la mina Azulcocha, Perú Central. Bol. Soc. Geol. Perú, v. 81, p. 15-32.

RÜEGG, W. (1961).- Hallazgo y posición estratigráfico- tectónica del Titoniano en la costa sur del Perú.- Bol. Soc. Geol. Perú, v. 38, p. 203-208.

SALAZAR, H. y LANDA, C. (1993).- Geología de los cuadrángulos de Mala, Lunahuaná, Tupe, Conayca, Chincha, Tantará y Castrovirreyna. INGEMMET, serie A (Carta Geológica), Bol. 44, 96p.

SEBRIER, M y SOLER, P.(1991).- Tectonics and Magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 265, p.259-278.

SOLER, P. (1986).- La province polymétallique des Andes du Péru central: synthèse gîtologique. Chron. Rech. Min., N° 382, p. 39-54

SOLER. P. (1991).-Contribution à l'étude du magmatisme associé aux marges actives. Pétro-graphie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme crétacé à pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou central. Implications géodynamiques et métalogéniques. Tésis doct., U. de Paris VI, 2 tomos, 845 p.

SOLER, P., BONHOMME, M y LAUBACHER, G. (1990).- Edades K/Ar de rocas intrusivas de la región de Comas-Satipo (Cordillera Oriental del Perú Central); implicaciones tectónicas. Bol. Soc. Geol. Perú, v.81, p. 121-125.

STEINMANN, G. (1929).- Geologie von Peru. Karl Winter, Heidelberg, 448 p.

STEWART, J.W., EVERNDEN, J.F. y SNELLING, N.J. (1974).-Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 85, p. 1107-1116.

SZEKELY, T.S. (1969).-Structural geology, Cochas to Yauricocha, central high Andes, Peru. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., v. 53 (3), p. 553-567.

SZEKELY, T.S. y GROSE, L.T. (1972).- Stratigraphy of the carbonate, black shale, and phosphate of the Pucará Group (Upper Triassic-Lower Liassic), Central Andes, Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, p.407-428.

THOMSON, D.R.S. (1960).- The Yauricocha sulphide deposits, Central Peru. Tésis Ph. D., U. of London, 170 p.

TURNER, J.MC. (1970).- The Andes of northwestern Argentina. Geol. Rdsch., v. 59 (3), p. 1028- 1063

VICENTE, J.C. (1981).- Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-peruana. In: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Volkheimer, W. y Musacchio, E., eds., v. 1, p.319-351, Buenos Aires.

VILLAVICENCIO, E. (1987).- Paleoflora del Neocomiano de la zona de Chiche, provincia de Huancayo. Soc. Geol. Perú, Geonoticias, mayo-junio 1987.

WIEDMANN, J. (1981).- El límite Jurásico-Cretácico: problemas y soluciones. 2do. Cong. Argent. de Paleontología y Estratigrafía y 1er. Cong. Latinoamer. de Paleontología, Buenos Aires (1978), Actas, 5, Simposio Límite Jurásico- Cretáceo, p. 103-120.

WILSON, J.J. (1963).- Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. Bull. Amer. Ass. Petrol.Geol., v.47, p.1-34.

WILSON, J.J. y REYES, L. (1964).- Geología de cuadrángulo de Pataz. Com Carta Geol. Nac. Perú, Bol. N°9, 91 p..

WILSON, J.J., REYES, L. y GARAYAR, J. (1967).- Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Pomabamba y Huari. Serv. Geol. Min., Bol. N°16, 95 p.

WRIGHT, H.E. (1984).- Late Glacial and Late Holocene moraines in the Cerros Cuchpanga, Central Peru. Quaternary Res., v.21, p.275-285.

PAGINA EN BLANCO

Por: Lidia Romero Pittman

APENDICE PALEONTOLOGICO CUADRANGULOS DE TARMA - LA OROYA

RESUMEN

En los cuadrángulos de Tarma y La Oroya, ubicados en la Sierra Central, se han investigado paleontológicamente dos áreas localizadas, al SO de Tarma y en las cercanías de la hacienda Pachacayo, en donde afloran rocas del Paleozoico (Devoniano) al Cretácico medio; representados por la Formación Concepción (Devoniano), Grupo Mitu (Permiano), Grupo Tarma (Carbonífero superior), Grupo Pucará (Triásico-Jurásico inferior), Formación Goyllarisquizga (Titoniano-Aptiano), Formación Chulec (Albiano inferior), Formación Pariatambo (Albiano medio).

El estudio detallado de estas áreas permite concluir que la secuencia sedimentaria tiene un desarrollo litológico vertical y contenido faunístico, que revelan condiciones de sedimentación variable de plataforma relativamente inestable con evidencias de haberse formado en aguas someras, en partes algo profundas.

Las facies desarrolladas en el Triásico superior (Formación Chambará) son de menor profundidad que las de la Formación Aramachay, las mismas que cambian a facies litorales reconocidas como Formación Condorsinga, pasando gradualmente a facies más profundas durante el Aptiano-Albiano (Formaciones Pariahuanca-Chulec-Pariatambo), que corresponden a depósitos de facies costeras.

No se han encontrado fósiles diagnósticos que marquen los límites precisos de estas formaciones, la separación de los pisos es en base a las asociaciones faunísticas que también han sido reportados por diversos autores en áreas adyacentes. Los fósiles más importantes son: Australospirifer antarticus MORRIS & SHARPE, fósil indicativo del Devoniano inferior, encontrado en la Formación Concepción.

Los braquiópodos Reticulariina browni (BRANSON & GREGER) datan del Pensilvaniano inferior considerando estos niveles pertenecientes a la Formación Tarma.

Los niveles de la Formación Chambará han sido reconocidos por Spondislospira alia HALL & WHITHIELD, fósil indicativo del Noro-Retiano, el cual asociado con Ostreidaes denotan ambientes bentónicos; los niveles superiores están evidenciados por Rhaetavicula y Promathilda obtusa HASS.

La Formación Aramachay (Hettangiano-Sinemuriano) ha sido reconocida principalmente por su fauna amonoidea de la familia Arietitidae y Schlotheimiidae.

Generalmente los fósiles de la Formación Condorsinga están conformados por braquiópodos (Rhynchonelidos) y bivalvos: Weyla alata (VON BUCH) que indican el Liásico.

Los niveles del Aptiano (Formación Pariahuanca contienen abundantes equinoideos como: Heteraster texanum ROEMER, Hemiaster (Mecaster) fourneli DESHAYES, Pseudodiadema (Diplopodia) texanum ROEMER.

Los gasterópodos en la Formación Chúlec son abundantes, habiendose determinado Turritella vibrayeana D'ORBIGNY fósil de edad Albiana. que se halla asociado con Tylostoma sp.

Los estudios paleontológicos dan a conocer la fauna colectada en la presente área, constituída por 153 especies entre braquiópodos, trilobite, bivalvos, gasterópodos y amonoideos.

INTRODUCCION

El presente estudio tiene por objeto dar énfasis al estudio bioestratigráfico - paleontológico que refuercen los conocimientos expuestos en los estudios geológicos y estratigráficos comprendidos en los cuadrángulos de Tarma y La Oroya.

Se aportan conocimientos tanto de la fauna fósil como de la estratigrafía del área ubicada al SO de la ciudad de Tarma y alrededores de la Hda. Pachacayo, permitiendo la integración de la geología en los sectores adyacentes. La fauna colectada en la provincia de Tarma es parte de los trabajos de campo realizados en 1981 con el Ing° César Rangel Z. y los provenientes de la provincia de Jauja fueron colectados por el Ing° Natalio De La Cruz durante la campaña de campo del presente año.

UBICACION DE LAS MUESTRAS

Se han investigado dos áreas : Una ubicada en el cuadrángulo de Tarma y otra en el cuadrángulo de La Oroya con interés paleontológico en las cuales se han colectado muestras fósiles pertenecientes al departamento de Junín.

1. El área comprendida al SO de la ciudad deTarma (entre Tarma y cerro Pugotuyoc), provincia de Tarma.

2. Area ubicada al norte de la hacienda Pachacayo, provincia de Jauja.

N° REGISTRO	LAT	LONG	LOCALIDADES
1663	11° 26' 52" S	75° 45' 43" O	Zona de Pián
1664	11° 28' 22" S	75° 49' 14" O	Dos Cruces
1665 - 1668	11° 18' 26" S	75° 47' 51" O	Palcapaccha
1669	11° 27' 42" S	75° 47' 07" O	Saniacancha / Huichay
1670	11° 27' 30" S	75° 46' 51" O	Huichay
1671	11° 26' 28" S	75° 45' 28" O	Zona de Pián
1672	11° 29' 34" S	75° 47' 11" O	Zona de Palcapaccha
1673	11° 26' 57" S	75° 48' 21" O	Huaripalla
1674	11° 27' 23" S	75° 48' 17" O	NE de Palcapaccha
1675	11° 29' 37" S	75° 48' 34" O	SO de Paccha
1676	11° 29' 34" S	75° 48' 44" O	Camino a Quishca
1677 - 1678	11° 28' 48" S	75° 48' 57" O	O. de Paccha (Qda. Quishca)
1679	11° 29' 08" S	75° 49' 07" O	S. de Quishca
1680	11° 29' 01" S	75° 47' 34" O	Zona Carnicero
1681 - 1682	11° 29' 20" S	75° 50' 43" O	Cerro Pugotuyoc
1683	11° 26' 54" S	75° 46' 08" O	NE de Saniacancha
1684	11° 28' 16" S	75° 46' 18" O	Saniacancha
1685	11° 16' 08" S	75° 46' 08" O	Entre Chiripata y Saniacancha
1686	11° 29' 58" S	75° 49' 20" O	Pampa Carnicero
1687	11° 16' 08" S	75° 46' 08" O	Saniacancha
1688	11° 26' 41" S	75° 42' 23" O	Alturas de Carhuacatac
1689 - 1690	11° 26' 58" S	75° 42' 40" O	Camino a Auquibamba
2916 - 2944	11° 46' 29"S	75° 42' 36"	Cercanías de la Hda. Pachacayo

GEOLOGIA

Al SO de Tarma se hallan aflorando rocas que datan del Devoniano al Cretácico. Las rocas más antiguas están constituídas por sedimentitas metamorfizadas de la Formación Concepción, como puede observarse en la zona de San Rafael.

Sobreyaciendo a estas en discordancia angular se hallan rocas del Pensilvaniano que conforman el Grupo Tarma, a las que sobreyacen discordantes las sedimentitas y vulcanitas del Grupo Mitu de edad Permiana. En la Cruz de San Sebastián, Macón y Huinco.

Las rocas Neotriásicas - Jurásico inferior del Grupo Pucará han sido reconocidas desde las partes altas del cerro Jarama hasta la zona de Quishca. Estos afloramientos forman parte de las series calcáreas del flanco Occidental del anticlinal de Tarma (Harrison J., 1943) las que han sido descritas ampliamente por Jenks W. (1951), Megard F. (1968), Rosas S. (1994).

Las areniscas del Grupo Goyllarisquizga del Cretácico inferior se hallan sobreyaciendo en discordancia angular al Grupo Pucará, siendo reconocidos en la pampa Carnicero.

En el área de Pachacayo se han reconocido afloramientos del Grupo Goyllarisquizga en la base y sedimentitas marinas, bioclásticas que sobreyacen en discordancia angular y que nos sugiere una sedimentación de plataforma constituída generalmente por calizas las que conforman las formaciones Pariahuanca, Chulec y Pariatambo.

BIOESTRATIGRAFIA

PALEOZOICO INFERIOR - MEDIO

Formación Concepción

En el cuadrángulo de Tarma, al Suroeste de la localidad de Tarma, entre San Sebastián y San Rafael se halla una secuencia de sedimentitas que muestran efectos de tectonismo, denominado Formación Concepción, aquí se han colectado los siguientes fósiles:

Australospirifer antarticus (MORRIS & SHARPE)
Pennaia devisensis MENDEZ ALZOA (Lam..I, Foto N° 1)
Conularia quichua QUICHUA
Ctenocrinus sp (Lam. I, Foto N° 2)

Esta asociación faunística constituída por organismos bentónicos han sido hallados en las capas de los niveles intermedio y superior.

La especie Australospirifer antarticus fósil indicativo del Devoniano inferior ha sido estudiada en Argentina y Bolivia como parte de la fauna que conforma la Provincia Malvinocafra conjuntamente con Pennaia devisensis, trilobite reportado por primera vez en el Perú.

Estos fósiles se encuentran entre las capas de limoarcilitas indicándonos que los niveles corresponden al Devónico inferior. Esta fauna es más variada que la mencionada por Harrison J. (1940).

PALEOZOICO SUPERIOR

Grupo Tarma

Sedimentitas del Carbonifero superior (Grupo Tarma), han sido reconocidas al Suroeste de Tarma entre San Sebastián y Huinco , los cuales se hallan sobreyaciendo en discordancia angular sobre la Formación Concepción. Las muestras colectadas en los afloramientos cerca al contacto con la Formación Concepción, en las cercanías de la cruz de San Sebastián han sido determinados como:

Productus semirreticulatus MARTIN var. Inca
Productus cf. P. semirreticulatus MARTIN var. Inca
Reticulariina browni (BRANSON & GREGER)
Marthinotyris lineata (SOWERBY)
Composita subtilita (HALL)
Koslowskia capaci D'ORBIGNY

Anthracospirifer sp. (Lam. I, Foto N° 3)
Brachiopoda sp.

En Huinco:

Productus semirreticulatus MARTIN var. Inca (Lam. I, Foto N° 4)
Lophophylidium cf. L. proliferum (Mc. CHESNEY)
Chaetetes radians FISHER
Fusulina peruana MEYER

La fauna reportada de los niveles inferiores constituída por corales y fusulínidos evidencian el Pensilvaniano basal-medio (Atokiano). Los niveles superiores conformado por braquiópodos (Reticulariina browni) son datados como del Pensilvaniano superior y los horizontes con Koslowskia capaci son reconocidos como de edad Pensilvaniana inferior, por lo tanto la fauna colectada nos indica una edad Pensilvaniana.

Grupo Mitu

El Permiano representado por el Grupo Mitu contiene entre sus componentes conglomerados, braquiópodos y corales que pertenecen al Grupo Tarma asumiéndose por estas razones y de acuerdo a su posición estratigráfica (considerando que se halla superpuesta por horizontes calcáreos con fósiles de afinidades Norianas) que se trata de una roca Post-Pensilvaniano comprendida entre ésta edad y el Triásico inferior.

Los fósiles referidos provienen de las partes altas y no constituyen fósiles de valor bioestratigráfico.

MESOZOICO

TRIASICO Y JURASICO INFERIOR

Rocas calcáreas consideradas del Triásico - Jurásico inferior han sido investigadas al Suroeste de Tarma entre Jarama y Quishca.

Formación Chambará

Se han encontrado hacia el tope, en el cerro Jarama, punta Changa, calizas estratificadas de la Formación Chambará conteniendo bivalvos, braquiópodos y crinoideos identificados como:

Promathilda cf. P. subnodosoides HASS (Lam. II, Foto N° 1)
Spondylospira aff. S. alia HALL & WHITFIELD (Lam II, Foto N°s 2a, b)
Pentacrinites cf. P. jurensis QUENSTEDT (Lam. II, Foto N° 3)
Chlamys textorius (SCHLOTHEIM) (Lam. III, Foto N° 1)
Ostreidae ind.

Chlamys sp.
Pentacrinites sp.
Rhyzolitos

Estos fósiles no son característicos, constituyendo los braquiápodos Spondylospira el indicativo de niveles Noriano - Retiano.

La asociación representada por Spondylospira y Ostreidaes conjuntamente con Pentacrinus denotan una edad Noriana.

Los afloramientos calcáreos que continúan expuestos en las alturas de Auquibamba, cerro Yuraccancha, quebrada Ayas, Pián y Yalca son también de la Formación Chambará. En ella se han colectado:

Weyla pradoana VERN & COLL
Lucina cf. L. goliath GOTTSCHE
Arnioceras cf. A. ceratitoides QUENSTEDT
Astarte sp.
Bivalvia ind.
Promathilda sp.
Omphalotycha sp. (Lam. III, Foto N° 2)

De las alturas de Pián también se han determinado:
Promathilda obtusa HASS
Promathilda (Teretrina) tilarniocensis HASS
Weyla cf. W, pradoana VERN & COLL
Lucina sp.
Pteriidae ind.
Neritaria ninacacana HASS
Tetraxona (espículas)

Los braquiópodos Rhaetavicula y Promathilda determinan los niveles superiores del Triásico (Retiano), se hallan asociados a Weyla. considerándose a los afloramientos de la Formación Chambará como del Triásico superior - Liásico inferior.

Formación Aramachay

La Formación Aramachay constituída por limoarcilitas y areniscas se hallan aflorando en las zonas de Saniacancha y Huichay de las cuales se han colectado:

Weyla alata (VON BUCH)
Weyla sp.

En Huaripalla :
Lobothyris punctata (SOWERBY) (Lam. III, Foto N° 3)
Lobothyris cf. L. ovatissima QUENSTEDT

Weyla pradoana VERN & COLL
Terebratula sp.

En Palcapaccha se colectaron amonites como:
Vermiceras stubeli TILMANN (Lam. III, Fot. 4)
Vermiceras cf. V. stubeli TILMANN
Eoderoceras sp.
Arnioceras sp.
Angulaticeras cf. A. angustisulcata GEYER
Además de:
Aulacothyris cf. A. resupinata SOWERBY (Lam. IV, Foto N° 1)
Weyla alata VON BUCH
Weyla peruana TILMANN (Lam. IV, Foto N° 2)
Weyla cf. W. pradoana VERN & COLL (Lam. IV, Foto N° 3)
Terebratula sp.

Al Sureste de Palcapaccha, Quebrada Pugotuyoc:
Vermiceras stubeli TILMANN (Lam. IV, Foto N° 4)
Nerinea sp. (Lam. V, Foto N° 2)

En la quebrada Quishca:
Arnioceras ceratitoides (QUENSTEDT) (Lam. V, Foto N° 1)
Boucaulticeras cf. B. angustisulcata GEYER (Lam. VI, Foto N° 1)
Vermiceras sp.
Weyla peruana TILMANN
Terebratula (Lobothyris) ovatissima QUENSTEDT

En pampa Carnicero y Quishca:
Arnioceras sp.
Weyla peruana TILMANN (Lam VI, Foto N° 2)
Weyla pradoana VERN & COLL

Dos Cruces:
Arnioceras cf. A. ceratitoides (QUENSTEDT) (Lam.VI, Foto N° 3)

Por la presencia de estos fósiles se considera a la formación Aramachay del Liásico inferior (Sinemuriano), principalmente por la fauna de amonoideos. Hillebrandt A. (1981) menciona Boucaulticeras conformando la zona de Arnioceras en la Cordillera de la Costa de Chile como fósil indicador del Sinemuriano.

Formación Condorsinga

Los afloramientos constituídos por calizas estratificadas intercaladas con margas son reconocidas como Formación Condorsinga, los que se hallan aflorando en Saniacancha, Becerrocancha y Antapuquio.

En Saniacancha, entre los niveles de caliza se colectaron

Rhynchonella cf. R. tetraedra SOWERBY
Lobothyris cf. L. ovatissima QUENSTEDT
En la quebrada de Palcapaccha y Chugali:
Aulacothyris cf. A. resupinata SOWERBY
Weyla alata VON BUCH (Lam. VII, Foto N° 1)
Rhynchonella sp.
Amberleya aff. A. americana MORICKE (Lam. VII, Foto N° 2)

Estos fósiles indican una edad Sinemuriana. Los estudios petrográficos revelan que las calizas bioclásticas que conforman ésta formación contienen restos de Terebratúlidos, rinchonélidos y en menor proporción crinoideos. La mayor parte de los fósiles se hallan silicificados, siendo dificil su extracción.

CRETACICO

Formación Goyllarisquizga

Esta formación caracterizada por areniscas, se hallan expuestas en suave discordancia angular sobre rocas de la Formación Condorsinga, en el cerro Pugotuyoc y pampa Carnicero. No se han encontrado fósiles que nos permitan determinar su edad, siendo asumida por posición estratigráfica y correlación geológica con áquellas de áreas adyacentes en Titoniano ?-Aptiano.

Formación Chúlec

Esta formación se presenta conformada por una secuencia calcárea de estratificación delgada que contiene una gran variedad de especies de moluscos y equinoideos, habiéndose colectado en el cerro Pugotuyoc:

Pseudodiadema (Diplopodia) texanum ROEMER
Neithea cf. N. quinquecostata SOWERBY (Lam VIII, Foto N° 1)
Pygorhynchus (Bothriopygus) ?
Ostrea sp.
Tylostoma sp. (Lam VIII, Foto N° 2)
Natica sp.
turritella sp.

Esta fauna carece de fósiles característicos, sin embargo la asociación nos indica niveles comprendidos entre el Aptiano - Albiano. Las ostreas son de gran tamaño correspondiendo a formas del Cretácico superior.

En la zona de la hacienda Pachacayo se midió un perfil estratigráfico detallado, correspondiendo a depósitos de edad Cretácica que alcanzan un grosor de 220 m.

En ella se pueden apreciar con claridad el contacto depositacional de los estratos basales (Titoniano - Aptiano) de la Formación Goyllarisquizga de las altiplanicies infrayaciendo a la secuencia sedimentaria de calizas y limoarcilitas del Aptiano que caracterizan a la Formación Pariahuanca.

Concordantes a esta secuencia sobreyacen las calizas de la Formación Chulec de edad Albiana inferior y en discordancia hacia el tope las calizas negras de la Formación Pariatambo del Albiano medio.

En este perfil se han colectado en los diferentes niveles la siguiente fauna:

NIVEL	FAUNA	EDAD
P-31	Oxytropidoceras (Manuaniceras) peruvianum multifidum STEINMANN	Albiano medio
P-30	Lioistha cf. L. molli COQUAND	Senónico inferior
P-29	Heteraster texanum ROEMER	Aptiano
	Nucula pongensis KNECHTEL	Aptiano
P-29	Corbula raimondi GABB	Albiano
P-28	Turritella vibrayeana D'ORBIGNY	Albiano - Turoniano
P-27	Turritella vibrayeana D'ORBIGNY	Albiano - Turoniano
	Fusus bleicheri THOMAS & PERON	Senónico inferior
P-26	Tylostoma cossoni THOMAS & PERON	Senónico inferior
P-24	Pleurotoma globosa FRITZCHE	Cretácico superior
P-23	Turritella vibrayeana D'ORBIGNY	Albiano Turoniano
P-22	Turritella vibrayeana D'ORBIGNY	Albiano-Turoniano
P-21	Equinoideo ind.	Cretácico
P-20	Protocardia aff. P. hillana SOWERBY	Albiano medio
	Neithea quinquecostata SOWERBY	Aptiano
P-19	Tylostoma cossoni THOMAS & PERON	Senónico inferior
P-17	Hemiaster (Mecaster) fourneli (DESHAYES)	Cenom. - Senónico
	Natica lesseli BRUGGEN	Senónico inferior
	Gasterópodo ind.	Cretácico
P-16	Neithea tenouklensis COQUAND	Cenomaniano
	Hemiaster (Mecaster) fourneli (DESHAYES)	Cenom. - Senónico
	Panopea cf. P. neocomiensis AGAZIS	Cretácico inf. - Rec.
	Liopistha sp.	Seónico
P-15	Neithea tenouklensis COQUAND	Cenomaniano
	Arca ligeriensis D'ORBIGNY	Cretácico superior

	Bivalvo ind.	Cretácico
	Hemiaster (Mecaster) fourneli (DESHAYES)	Cenom. - Senónico
P-14	Vepricardium lissoni BRUGGEN	Cretácico superio
	Liopistha molli COQUAND	Senónico inferior
	Hemiaster (Mecaster) fourneli (DESHAYES)	Cenom. - Senónico
P-13	Neithea morrisi (PICTET & RENEVIER)	Aptiano
	Vepricardium sp.	Cretácico
	Nucula sp.	Cretácico - Rec.
	Arca sp.	Aptiano
	Hemiaster (Mecaster) fourneli (DESHAYES)	Cenom. - Senónico
	Heteraster texanus ROEMER	Aptiano
	Pseudodiadema (Diplopodia) texanum ROEMER	Aptiano
	Tylostoma cossoni THOMAS & PERON	Senónico inf.
	Pleurotoma sp.	Cretácico
P-12	Tylostoma cossoni THOMAS & PERON	Senónico inferior
	Tylostoma sp	Senónico
	Heteraster sp.	Aptiano
P-11	Neithea quinquecostata SOWERBY	Aptiano
P-10	Liopistha sp.	Senónico
P-8	Neithea quinquecostata SOWERBY	Aptiano
	Opis cf. O. elunula GERHARDT	Albiano
P-7	Cardium pulchrum BRUGGEN	Senónico inferior
	Heteraster texanum ROEMER	Aptiano
	Gasterópodo ind.	Cretácico
P-6	Heteraster texanum ROEMER	Aptiano
	Heteraster sp.	Aptiano
	Ostrea sp.	Cretácico
	Bivalvia ind.	Cretácico
P-5	Neithea quinquecostata SOWERBY	Aptiano
P-4	Neithea tenouklensis COQUAND	Cenomaniano
	Liopistha molli COQUAND	Senónico
	Modiolus sp	Devoniano-Reciente
	Gasterópodo ind.	Cretácico
P-3	Neithea quinquecostata SOWERBY	Aptiano
	Heteraster texanum ROEMER	Aptiano
	Equinoideo ind.	Cretácico
	Gasterópodo ind.	Cretácico
P-2	Venilicardia protensa WOOD	Aptiano
P-1	Neithea tenouklensis COQUAND	Cenomaniano

Los niveles inferiores P-1 al P-20 están constituídos por fauna de bivalvos, gasterópodos y equinoideos de rango amplio comprendidos entre el Aptiano y Albiano, predominando los equinoideos que indican el Aptiano, lo cual nos permite considerar la presencia de la Formación Pariahuanca.

Los fósiles encontrados en los niveles P-21 al P-30 forman parte de la Formación Chulec, siendo los gasterópodos más abundantes que los bivalvos y equinoideos, los mismos que nos permiten asignar a estos afloramientos una edad Albiana inferior.

La muestra proveniente del nivel P-31 corresponde a un amonoideo típico del Albiano medio, datando en esta edad a la Formación Pariatambo.

PALEONTOLOGIA

La Sierra Central constituye una área fosilífera con abundante fauna tanto del Paleozoico como del Mesozoico; en las áreas investigadas se han colectado fauna compuesta por braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, trilobites y amonites. Las especies de esta fauna están constituídas por 5 % de especies que provienen de los horizontes del Devoniano, 16 % del Pensilvaniano, 13 % del Noriano - Retiano, 9 % del Hettangiano - Sinemuriano, 5 % del Sinemuriano. 5 % del Triásico superior - Liásico, 33 % del Aptiano, 13 % del Albiano inferior, 1 % del Albiano medio.

Los fósiles más importantes lo constituyen los braquiópodos y amonoideos por su gran valor estratigráfico

A continuación se da a conocer la taxonomía de los principales fósiles determinados.

TAXONOMIA

Phyllum : BRACHIOPODA Dumeril, 1806
Clase : ARTICULATA Huxley. 1869
Orden : SPIRIFERIDA Waagen. 1883

Familia : SPIRIFERIDAE King, 1846
Género : Spirifer SOWERBY, 1816
Spirifer antarticus (MORRIS & SHARPE)
N° 1634-1
Spirifer condor D'ORBIGNY
N° 2365
Género : Antracospirifer LANE, 1963
Antracospirifer sp.
N° 1636 (Lam I, Foto N° 3)

Familia : SPIRIFERINIDAE Davidson, 1884
Género : Reticulariina FREDERIKS, 1916
Reticulariina browni (BRANSO & GREGER)
N° 1637-2

Familia : ELYTHIDAE Frederiks, 1916
Género : Martinothyris MINATO, 1953
Martinothyris lineata (SOWERBY)
N° 1637-3

Familia : ATHYRIDIDAE M'coy, 1844
Género : Composita BROWN, 1849
Composita subtilita HALL
N° 1637-4

Familia : CYRTINIDAE Frederiks, 1912
Género : Spondylospira COOPER, 1942
Spondylospira cf. S. alia HALL
N°s. 1690 (Lam.II, Foto N° 2), 1699
Spondylospira aff. S. alia HALL
N° 1701-2
Orden : STROPHOMENIDA Opik, 1934

Familia : PRODUCTIDAE Gray, 1840
Género : Productus J. SOWERBY, 1814
Productus semireticulatus MARTIN var. Inca
N°s. 1637, 1638-2 (Lam. Y, Foto N° 4), 1638-3
Productus cf. P. semireticulatus MARTIN
N°s. 1636-1, 1702-1, 1702-2
Productus cf. P. (Productus) MARTIN
N° 2370
: Productus cf. P. orbigny CRONICK
N° 2366
Productus sp.
N° 2364

Familia : MARGINIFERIDAE Stehli, 1954
Género : Koslowskia FREDERIKS, 1933
Koslowskia capaci (D'ORBIGNY)
N° 1637-1

Familia : LINOPRODUCTIDAE Stehli, 1954
Género : Linoproductus Chao, 1927
Linoproductus cora (D'ORBIGNY)
N° 1702
Linoproductus cf. L. cora (D'ORBIGNY)
N° 1702-3
Linoproductus sp.
N° 1702-4

Familia : BUXTONIIDAE Muir - Wood & Cooper, 1960
Género : Kochiproductus DUMBAR. 1955
Kochiproductus cf. K. peruvianus D'ORBIGNY
N° 2367
Género : Buxtonoides MENDES, 1959
Buxtonoides sp.
N°s. 2371, 2368

Familia : DAVIESIELLIDAE Sokolskaya, 1960
Género : Daviesiella Waagen, 1884
Daviesiella cf. D. llangollensis (DAVIDSON)

Familia : DICTYOCLOSTIDAE Stehli, 1954
Dictyoclostidae ind.
N° 2368-1
Orden : TEREBRATULIDA Waagen, 1883

Familia : TEREBRATULIDAE Gray, 1840
Género : Lobothyris BUCKMAN S. S., 1918
Lobothyris punctata (SOWERBY)
N° 1673 (Lam. III, Foto N° 3)
Lobothyris ovatissima QUENSTED
N° 1677-2
Lobothyris cf. L. ovatissima QUENSTED
N° 1673-1
Lobothyris sp.

Familia : ZEILLERIIDAE Allan, 1940
Género : Aulacothyris DOUVILLE, 1864
Aulacothyris cf. A. resupinata (SOWERBY)
N° 1665
Orden : RHYNCHONELLIDA Kuhn, 1849

Familia : RHYNCHONELLIDAE Gray, 1848
Género : Tetrarhynchia BUCKMAN, 1918
Tetrarhynchia cf. T. tetraedra (SOWERBY)
N° 1687
Género : Rhynchonella FISCHER,1809
Rhynchonella sp.
N°s. 1669-2, 1672, 1676

Familia : RHYNCHOPORIDAE Muir - Wood, 1955
Género : Rhynchopora KING, 1865

Rhynchopora sp.
N° 1702-5

Orden : ORTHIDA Schuchert & Cooper 1932

Familia : RHIPIDOMELLIDAE Schuchert, 1913
Género : Perditocardinia SCHUCHERT & COOPER, 1931
Perditocardinia aff. P. dubia (HALL)
N° 2963
Phylum : MOLLUSCA
Clase : BIVALVIA Linné, 1758
Orden : PTERIOIDA Newel, 1965

Familia : PECTINIDAE Rafinesque, 1815
Género : Neithea DROUET, 1825
Neithea quinquecostata SOWERBY
N° 2918,2920, 2923, 2925, 2933
Neithea cf. N. quinquecostata SOWERBY
N° 1682-1 (Lam. VIII, Foto N° 1)
Neithea tenouklensis COQUAND
N° 2916, 2919, 2929, 2930
Neithea morrisi (PICTET & RENEVIER)
N° 2927
Género : Weyla J. BOHM, 1922
Weyla alata (VON BUCH)
N°s. 1670 (Lam. VII, Foto N° 1) 1669-1, 1666-1
Weyla peruanus TILMANN
N° 1666-2 (Lam.IV, Foto N° 1)
Weyla peruana TILMANN
N° 1680 (Lam. IV, Foto N° 3)
Weyla pradoana VERN & COLL
N° 1686-1, 1671-1
Weyla cf. W. pradoana VERN & COLL
N° 1666
Orden : VENEROIDA H. Adams & A. Adams, 1856

Familia : ARCTICIDAE Newton, 1891
Género : Venilicardia STOLICZKA, 1870
Venilicardia protensa WOOD
N° 2917

Familia : CARDIIDAE Lamarck, 1809
Género : Cardium LINNE, 1758
Cardium pulchrum BRUGGEN
N° 2922

Género : Vepricardium IREDALE, 1929
Vepricardium lissoni BRUGGEN
N° 2928
Género : Protocardia VON BEYRICH, 1845
: Protocardia aff. P. hillana (SOWERBY)
N° 2933

Familia : ASTARTIDAE D'Orbigny, 1844
Género : Opis DEFRANCE, 1825
Opis cf. O. elunula GERHARDT
N° 2923

Familia : LUCINIDAE Fleming, 1828
Género : Lucina BRUGUIERE, 1797
Lucina sp.
N° 1683-5
Orden : PHOLADOMYOIDA Gray, 1847

Familia : POROMYIDAE Dall, 1889
Género : Liophista MEEK, 1864
Liophista cf. L. molli COQUAND
N° 2942
Liophista sp.
N° 2924
Liophista molli COQUAND
N° 2919, 2928
Orden : MYTILOIDA Férussac, 1822

Familia : MYTILIDAE Rafinesque, 1815
Género : Modiolus LAMARCK, 1799
Modiolus sp.
N° 2919
Orden : NUCULOIDA Dall, 1889

Familia : NUCULIDAE Gray, 1824
Género : Nucula LAMARCK, 1799
Nucula pongensis KNECHTEL
N° 2941
Nucula sp.
N° 2927
Orden : MYOIDA Stoliczka, 1870

Familia : HIATELLIDAE Gray, 1824
Género : Panopea MENARD, 1807
Panopea cf. P. neocomiensis AGAZIS
N° 2930

Familia : CORBULIDAE Lamarck, 1818
Género : Corbula BRUGIERE, 1797
Corbula raimondi GABB
N° 2941
Orden : ARCOIDA Stoliczka 1871

Familia : ARCIDAE Lamarck, 1809
Género : Arca LINNE,1758
: Arca ligeriensis D'ORBIGNY
N° 2929
Arca sp.
N° 2927
Clase : GASTROPODA Cuvier, 1797
Orden : CAENOGASTROPODA Cox, 1959

Familia : TURRITELLIDAE Woodward, 1851
Género : Turritella LAMARCK, 1799
Turritella vibrayeana D'ORBIGNY
N° 2935, 2936, 2939, 2940
Gasterópodo ind.
N° 2918, 2919
Phyllum : ECHINODERMATA
Orden : SPATANGOIDA Claus, 1876

Familia : TOXASTERIDAE Lambert, 1920
Género : Heteraster D'Orbigny, 1853
Heteraster texanum ROEMER
N° 2918, 2921, 2928, 2927, 2941
Heteraster sp.
N° 2926
Equinoideo ind.
N° 2918
Familia : HEMIASTERIDAE Clark, 1917
Género : Hemiaster AGASSIZ, 1847
Hemiaster (Mecaster) fourneli (DESHAYES)
N°s. 2927, 2928, 2929, 2930, 2931

Orden : HEMICIDAROIDA Beurlen, 1937

Familia : PSEUDODIADEMATIDAE, Pomel, 1883
Género : Pseudodiadema DESOR, 1855
Pseudodiadema (Diplopodia) texanum ROEMER
N° 2927

AMBIENTES DE SEDIMENTACION - PALEOECOLOGIA

El estudio de la secuencia de rocas localizadas al Suroeste de Tarma nos ha permitido interpretar que los depósitos basales se formaron en un ambiente continental compuesto por areniscas en parte conglomerádicas provenientes de la erosión de depósitos Paleozoico y de rocas vólcanicas Permo - Triásicas (Formación Mitu). Las rocas suprayacentes se han desarrollado sucesivamente durante la transgresión y regresión del mar Triásico - Jurásico inferior constituyendo una sedimentación de plataforma cuya cuenca tiene una orientación NNO -SSE.

Estos sedimentos pertenecen al Grupo Pucará y están conformados por las formaciones: Chambará (Noriano - Retiano), Aramachay (Hettangiano - Sinemuriano) y Condorsinga (Liásico superior).

Según la fauna colectada se advierte que las formaciones Chambará y Condorsinga corresponden a un ambiente marino de aguas someras en la que la invasión del mar quedó registrada por el crecimiento de corales y laminaciones algales asociados a braquiópodos, bivalvos, equinoideos y gasterópodos que evidencian ambientes de facies supra - intertidal donde las aguas han tenido temperaturas sobre los 18 °C.

También se han observado en estas formaciones, Rhizolitos y Burrows que son estructuras fósiles producidos por organismos perforadores y que caracterizan ambientes poco profundos.

La Formación Aramachay presente en el área investigada, representa una facie diferente compuesta por areniscas y limoarcilitas en la cual se registran fósiles diferentes con predominancia de amonoideos que han llegado a este ambiente por efectos de corrientes oceánicas sugiriendo un depósito de relativa profundidad en relación con aquellos localizados más al Oeste de Tarma. En esta formación la fauna bentónica es escasa, registrándose algunos bivalvos que denotan aguas relativamente profundas epibatiales.

Rocas del Cretácico se hallan directamente sobreyaciendo sobre la Formación Condorsinga cuyas areniscas basales corresponden a la Formación Goyllarisquizga (Titoniano - Aptiano), no encontrándose fósiles que evidencien el ambiente de deposición.

En el sector de La Oroya , entre las alturas del cerro Pugotuyoc y cercanías de la hacienda Pachacayo, sedimentitas del Cretácico medio (formaciones Pariahuanca y Chulec) registran evidencias fósiles, habiéndose colectado bivalvos, gasterópodos,

equinoideos que caracterizan ambientes de poca profundidad con aguas de salinidad normal, siendo la fauna de equinoideos la más abundante; las que datan del Aptiano (Formación Pariahuanca) y gasterópodos del Albiano inferior (Formación Chulec), esta serie carbonatada fué depositada en una etapa de transgresión desarrollándose la fauna en plataformas extensas de pendientes suaves.

PALEOGEOGRAFIA

Durante el Permo-Triásico existía un ambiente continental denotado por areniscas y conglomerados que fueron transportados por aguas de alta energía hacia cuencas someras; contemporáneamente tuvo lugar una actividad volcánica (lavas y piroclastos).

Las áreas topográficas altas estuvieron sometidas a fuerte erosión. En este ambiente se originaron los depósitos de la Formación Mitu.

En el Triásico superior se registra una transgresión marina con orientación general de O - E sobre una plataforma de topografía irregular, los sedimentos originados conforman la Formación Chambará de edad Noriano - Retiano, cuyas características corresponden a un mar epicontinental de aguas someras, sometido a subsidencia. En este mar existieron zonas emergidas y volcanes que dieron lugar a productos piroclásticos que se depositaron en la cuenca.

Las rocas formadas constituyen calizas bioesparíticas con equinoideos, braquiópodos y bivalvos que caracterizan ambientes supralitoral a infralitoral. Las asociaciones de corales nos sugieren climas cálidos con temperaturas mayores a 18 °C. En estos ambientes someros de profundidades no mayores a 20 m se formaron evaporitas (dolomita) reconocidas en el área.

Las condiciones de sedimentación variaron durante Hettangiano - Sinemuriano originando facies de diferente composición constituídos por areniscas calcáreas y pelitas que se depositaron en ambientes relativamente profundos.

La cuenca del Liásico evolucionó por una transgresión, alcanzando profundidades no mayores a 100 m, estos depósitos se denominan Formación Condorsinga con características semejantes a la cuenca del Chambará.

La fuerte erosión acaecida entre el Liásico superior al Titoniano superior ha actuado en el área, no encontrándose rocas de esta edad, por lo tanto las areniscas que descansan en suave discordancia angular sobre el Condorsinga son reconocidos como Formación Goyllarisquizga de probable edad Titoniano - Aptiano. En las alturas de Pugotuyoc - pampa Carnicero y hacienda Pachacayo se ha encontrado fauna que nos indica una etapa en el cual el mar invadió terrenos continentales de modelado suave de gran extensión, que constituyen los depósitos de las formaciones Pariahuanca, Chulec y Pariatambo.

BIBLIOGRAFIA

AMSTULZ, G. C. 1956.- Anote on a peculiar association of copper with fossil plants in central Perú Bol. Soc. Geol. Perú, Vol. 30.

BERRY, E. W. 1992.- The Mesozoic Floras of Peru John Hopkins stud. in Geol N° 4

COX, L. R. 1949.- Moluscos del Triásico superior del Perú Inst. Geol. del Perú. Bol. 12

DUNBAR, C. O. et al., 1946.- Marine early Permian of the Central Andes and its Fusuline Fauna Amer. Jour. of Scien. Vol. 244

HAAS, O. 1953.- Mesozoic Invertebrate Faunas of Peru. Bull. Amer. Mus. Nat. His. Vol. 101

JAWORSKI, E. 1925.- Contribución a la Paleontología del Jurásico sudamericano República de Argentina Ministerio de Agricultura de la Nación. Buenos Aires.

JAWORSKI, E. 1926.- La Fauna del Lias y Dogger de la Cordillera Argentina en la parte Meridional de la Provincia de Mendoza. Actas de la Académia Nac. de Ciencias. Rep. de Argentina. Cordova. Tomo IX. E. 3° y 4°.

LOUGHMAN, D. & HALLAM 1982.- A Facies Analysis of the Pucara Group Norian to Toarcian Carbonates, Organic-Rich Shale and Fhosphate of Central and Northern Peru. Dept. of Birmingham, Birmingham (Great Britain) 1982

MEGARD, FRANCOIS 1979.- Geología de los Andes del Perú Central. Bol. 8, Serie D. Estudios Especiales INGEMMET

PRINTZ, PETER 1985.- Zur Stratigrafhae und Ammoniten fauna der Pucara-Gruppe bei San Vicente (Dpto. Junín Perú) Newsl. Stratigr 14(3), Berlin - Stuttgart, 20.5 1985

PRINTZ, PETER 1985.- Zur Stratigrafhae und Ammoniten fauna der Pucara-Gruppe (Obertrias-Unterjura) Von Nord-Perú. Palaeontographica Beitrage Zur Naturgeschichte der Vorzert. Abt. A. Bd. 1188, 1985

ROMERO, L. Y ALDANA, M. 1995.- Fauna y Flora Fósil del Perú Bol. N° 17, Serie D. Estudios Especiales. INGEMMET

ROSAS, SILVIA 1994.- Facies, Diagenetic evolution, and sequence analysis along a SW-NE profile in the Southern Pucará basin (Upper Triassic- Lower Jurassic), Central Perú. Heidelberg Geowiss Abb.80, Heildelberg 1994

STEINMANN, G. 1930.- Gología del Perú Heidelberg, Ed. 1930

Láminas

de

Fósiles

LAMINA I

FORMACION CONCEPCION

Foto N° 1 Pennaia devisensis MENDEZ ALZOA — X 10
N°1634
Localidad : Sur de Tarma (San Rafael)
Edad : Devoniano inferior

Foto N° 2 Ctenocrinus sp. — X 4.8
N°1634 - 3
Localidad: : Sur de Tarma (San Rafael)
Edad : Devoniano inferior

FORMACION TARMA

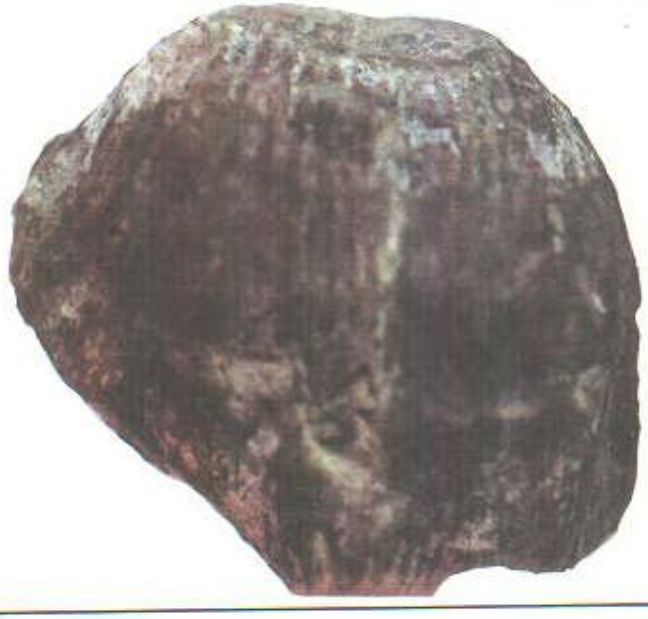
Foto N° 3 Antracospirifer sp. — X.2.7
N°1636
Localidad : Suroeste de Tarma (San Sebastian)
Edad : Carbonífero superior

Foto N° 4 Productus semireticulatus MARTIN var. Inca — X 3.5
N°1638 - 2
Localidad : Huinco
Edad : Pensilvaniano

1

3

2



4

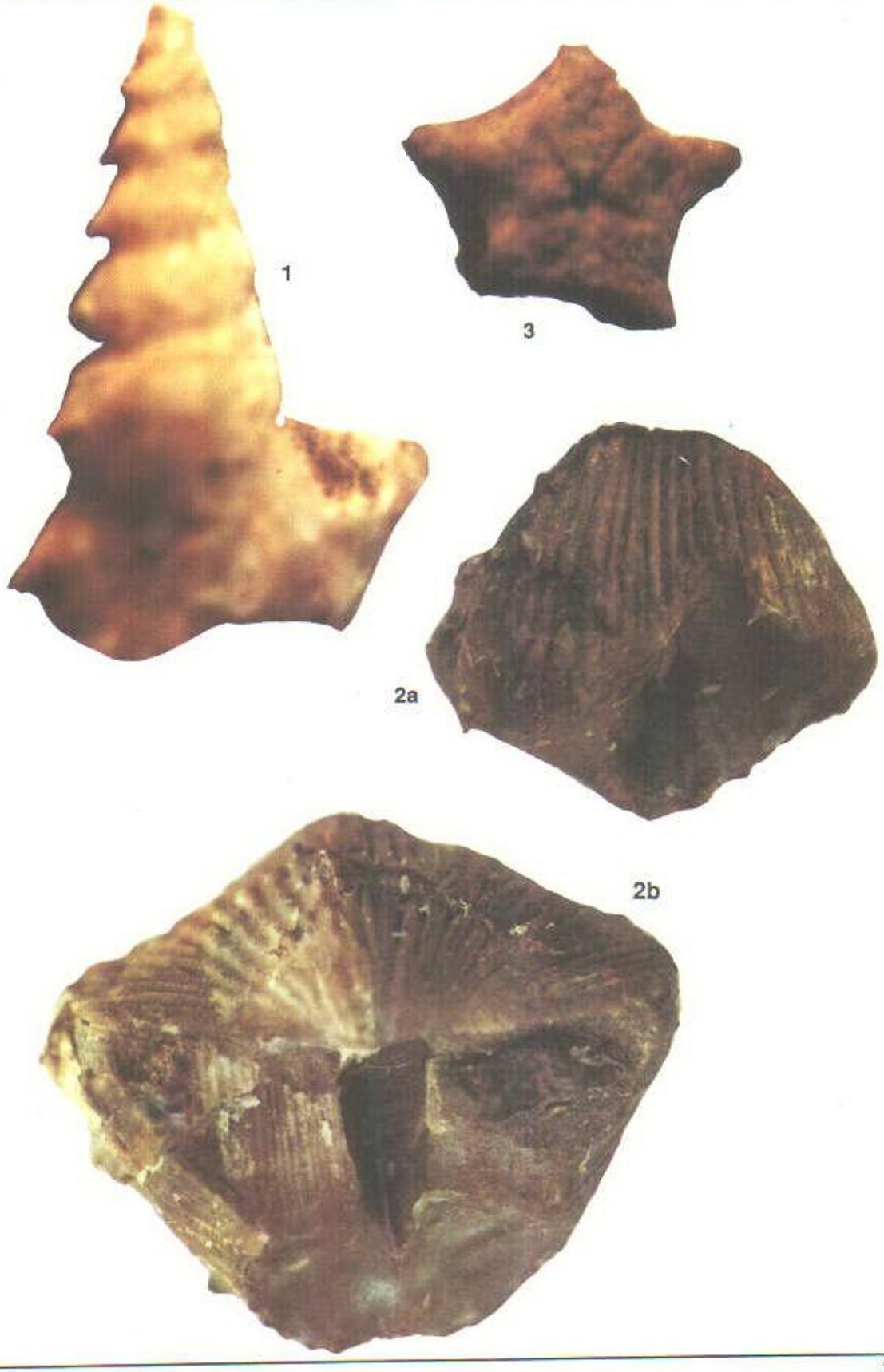
LAMINA II

FORMACION CHAMBARA

Foto N° 1 Promathilda cf. P. subnodosoides HASS X 9.2
N°1663
Localidad : Zona de Pián
Edad : Noriano - Retiano

Foto N° 2 Spondylospira aff, S. alia HALL & WHITFIELD X 3
N°1690
Localidad : Camino hacia Auquibamba
Edad : Noriano - Retiano

Foto N° 3 Pentacrinites cf. P. jurensis QUENSTEDT X 10
N°1669
Localidad: : Saniacancha
Edad : Liásico inferior


1
3
2a
2b

LAMINA III

Foto N° 1 Chamys textorius (SCHLOTHEIM) X 8
N°1688
Localidad : Alturas de Carhuacatac
Edad : Liásico inferior

Foto N° 2 Omphalotycha sp. X 5
N°1663 - 1
Localidad : Zona de pián
Edad : Retiano

Foto N° 3 Lobothyris punctata (SOWERBY) X 2.2
N°1673
Localidad : Huaripalla
Edad : Liásico inferior

Foto N° 4 Vermiceras stubeli TILMANN X 2
N°1667
Localidad : Palcapaccha
Edad : Sinemuriano

1

2

3

4

LAMINA IV

FORMACION ARAMACHAY

Foto N° 1	Aulacothyris cf. A. resupinata SOWERBY N°1665 Localidad : Quebrada Palcapaccha Edad : Sinemuriano	X 4
Foto N° 2	Weyla peruanus TILMANN N°1680 Localidad : Pampa Carnicero Edad : Sinemuriano - Aaleniano	X 2.3
Foto N° 3	Weyla cf. W. pradoana VERN & COLL N°1674 Localidad : Palcapaccha Edad : Liásico inferior	X 2.3
Foto N° 4	Vermiceras stubeli TILMANN N°1675 Localidad : Sureste de Palcapaccha Edad : Sinemuriano	X 1.2

1

2

3

4

LAMINA V

FORMACION ARAMACHAY

Foto N° 1 Arnioceras ceratitoides QUENSTEDT X 1.4
N°1677
Localidad : Quebrada Quishca
Edad : Sinemuriano

Foto N° 2 Nerinea sp. X 1
N°1675 - 1
Localidad : Sureste de Palcapaccha
Edad : Sinemuriano

1

2

LAMINA VI

FORMACION ARAMACHAY

Foto N° 1 Boucaulticeras cf. B. angustisulcata GEYER N°1678 — X 2.9
Localidad : Quebrada Quishca
Edad : Sinemuriano

Foto N° 2 Weyla peruana TILMANN N°1680 — X 2.3
Localidad : Pampa Carnicero
Edad ; Sinemuriano - Aaleniano

Foto N° 3 Arnioceras cf. A. ceratitoides (QUENSTEDT) N°1677 — X 1.4
Localidad : Dos Cruces
Edad : Sinemuriano

1

2

LAMINA VII

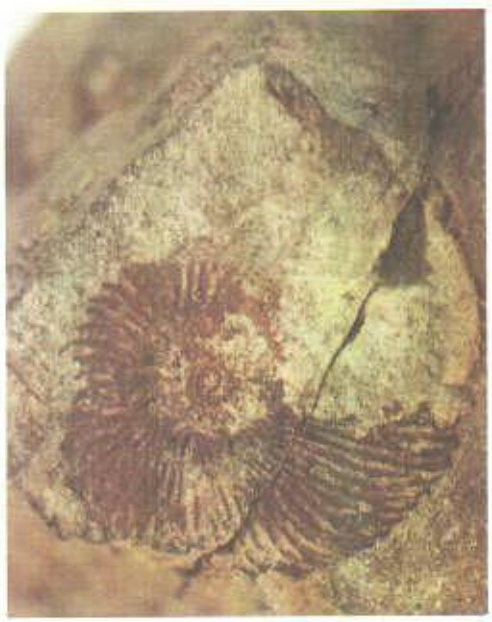
FORMACION CONDORSINGA

Foto N° 1 Weyla alata VON BUCH X 1
N°1670
Localidad : Entre la quebrada Palcapaccha y Chugali
Edad : Liásico inferior

Foto N° 2 Amberleya aff. A. americana MORICKE X 2
N°1672 - 1
Localidad : Entre la quebrada Palcapaccha y Chugali
Edad : Liásico inferior

3

1



2

LAMINA VIII

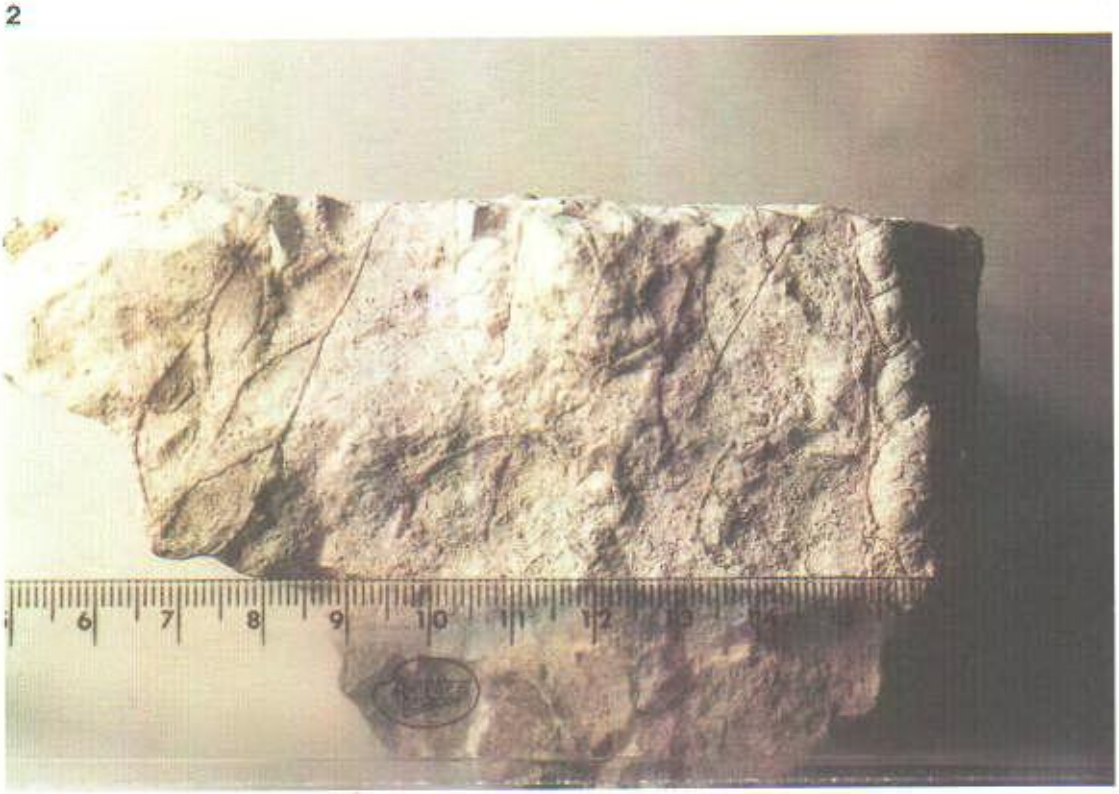
FORMACION CHULEC

Foto N° 1 Neithea cf. N. quinquecostata SOWERBY X 3
N°1682
Localidad : Cerro Pugotuyoc
Edad : Cretácico

Foto N° 1 Tylostoma sp. X 3
N°1682 - 4
Localidad : Cerro Pugotuyoc
Edad : Cretácico

1

2



PAGINA EN BLANCO

Anexo de Prospectos y Minas Metálicas en los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos

PROSPECTOS Y MINAS METALICAS EXISTENTES EN EL CUADRANGULO DE TARMA 23-L

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE YACIMIENTO	MINERAL MENA	AMBIENTE GEOLOGICO	MINERAL GANGA	ALTERACION	LEYES	RESERVAS	METALOTECTO
		NORTE	ESTE								
1	CINCO ESTRELLAS	8.742.680	441.568	Filoneano	SULF.crs,az	Cal	Cz,bar				Fm. Chambara
2	CINCO ESTRELLAS DE HUANCAYO	8.741.115	439.055	Stockworks	Gn,ef,cp.	Cz,fil,Pz	Cz,Py		Ag=1.1Oz/TC		Fm. Chambara
3	CROMITA	8.742.687	441.568	Stockwork	Crm	Cal					Fm.Chambara
4	CHANCHAMINA	8.741.519	414.536	Filoneano Manto	Ef,gn,cp	Mag,Cal	Po,kao	Limonitización	Au=0.3Oz/TC Ag=7.5Oz/TC		Fm.Condorsinga
5	ESPERANZA DE HUASAHUASI	8.758.430	423.770	Filoneano	Cp,bn.	and	Py,Cz		Cu=1.96%		Comp. Huacar
6	GCP LA UNION	8.746.230	419.585	Filoneano	Au	Esq	Cz				Comp. Huacar
7	HALCON	8.736.535	437.358	Filoneano	Ag nativa Ef,gn	Lut			Zn=0.3% Pb=0.93%		Gpo.Mitu
8	HUAYPACHINA	8.731.755	395.413	Manto	Gn	Cal,gd	Py		Ag=18.6Oz/TC		Fm.Aramachay
9	JUPITER V	8.746.860	412.793	Filoneano	Gn,td,cv.	Ars,Czt					Comp. Huacar
10	LA OLVIDADA	8.742.687	441.568	Filoneano	Cp,cup,cv	Cal,and.				2,700TM	Fm. Chambara
11	LA SALVADORA	8.732.160	430.922	Filoneano	Pb,ag,esb.	Czt	As		Pb=8.4% Ag=4.8Oz/TC		Fm. Concepción
12	LAGUNA VERDE	8.764.117	428.697	Filoneano	Sp,cp,gn	Czt,Pz	Py,cz,lim		Zn=0.4% Cu=0.11%		Comp. Huacar
13	MILAGRO	8.748.870	418.154	Diseminado	Gn Argent.	And	Py				Comp. Huacar
14	NATIVIDAD	8.751.678	423.301	Filoneano	Cp,gn	Cal.Esq		Silicificación	Cu=4.64% Ag=0.3Oz/TM		Gpo. Tarma
15	PALCAMAYOC	8.753.698	419.961	Filoneano	Gn,ef	Cal	Cac		Pb=12.25% Zn=38.46%	200TM	Gpo.Tarma
16	PIRINEOS	8.753.198	416.869	Filoneano Diseminado	Gn	Cal	Cac		Pb=7.27% Ag=5Oz/T		Fm.Chambara
17	REBECA-B	8.742.261	416.170	Filoneano	Au.td	Cal					Fm.Condorsinga
18	RIMAVEL	8.741.115	433.055	Filoneano	Cp	Ars	Py,bar OxidosFeCu		Cu=1.25%		Gpo.Ambo
19	SAN HILARION DE TARMA	8.739.811	431.905	Filoneano	Gn,mlq,crs	Cal	Cac,ys,lim		Ag=0.5Oz/tc Pb=0.05%		Fm.Chambara
20	SAN MARTIN A-80	8.731.897	423.469	Filoneano	Ef,gn,mlq	Cal					Fm.Condorsinga

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE YACIMIENTO	MINERAL MENA	AMBIENTE GEOLOGICO	MINERAL GANGA	ALTERACION	LEYES	RESERVAS	METALOTECTO
		NORTE	ESTE								
21	SAN ROQUE	8.759.267	423.798	Filoneano	Cp	Fil	Cz,py	Silicificación	Cu=2.05% Ag=0.2Oz/TC		Comp. Huacar
22	SIEMPRE MATIAS	8.757.043	431.960	Filoneano	Gn,cp	Di		Silicificación Sericitización	Pb=1.21% Au=0.1Oz/TC		Intrusivo
23	MINA ROSALIAN	8.771.670	436.278	Filoneano	Py,Au	Grto Prec	Cz				Granito San Antonio
24	MINA JANGURA	8.743.949	438.619		Az,mlq,cct,						Fm Chambara/Mitu
25	TAPO (SAN FELIPE)	8.741.400	435.900	Cuerpos		SPT					Comp. Huacar
26	NEGRA HUANUSHA	8.750.500	404.400	Cuerpos	Cct,bn,cup.	Cal,Ars,Esq	Cac,py				Gpo. Mitu/Pucará

PROSPECTOS Y MINAS NO - METALICAS EXISTENTES EN EL CUADRANGULO DE TARMA 23-L

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE	MINERAL	AMBIENTE	LEYES	RESERVAS	METALOTECTO
		NORTE	ESTE	YACIMIENTO	MENA	GEOLOGICO			
27	ANDINO C-1	8.742.057	414.076	Sedimentario	Cac,Arc,Sl	Cal,Lut			Fm. Chambara
28	ANDINO C-4	8.743.992	409.073	Filoneano	Hm	Lut,ars,pz	Fe2O3=25%		Goyllarisquizga
29	ANDINO C-5	8.742.880	406.955	Filoneano	Hm	Lut,cal			Fm. Chambara
30	BARITARMA	8.732.606	430.586	Filoneano	Bar	Lut	Fe2O3=70%		Fm. Concepción
31	CANTERA CHARO	8.737.890	418.179	Sedimentario	Cac	Cal			Fm. Chambara
32	CANTERA CHARO SEGUNDA	8.738.198	418.633	Sedimentario	Cac	Cal	CaCO3=90%		Fm Chambara
33	CANTERA CHARO TERCERA	8.738.382	418.359	Sedimentario	Cac	Cal	CaCO3=90%		Fm.Chambara
34	CAPAC	8.745.984	438.347	Filoneano	Bar	And	BaSO4=98%		Comp. Huacar
35	CAPAC DE HUANCAYO	8.749.477	434.095	Filoneano	Bar	Volcánicos	BaSO=98.9%		Comp. Huacar
36	CARIPA Nº 3	8.742.918	414.589	Sedimentario	ARC,cac	Cal			Fm. Chambara
37	CARIPA Nº 4	8.741.778	415.986	Sedimetario	ARC,cac	Cal			Fm.Chambara
38	CARIPA Nº 60	8.744.716	409.340	Sedimetario	ARC,cac	Cal		2210 TM	Fm.Condorsinga
39	CARIPA Nº 70	8.741.659	414.622	Sedimetario	ARC,cac	Cal			Fm.Condorsinga
40	CARIPA Nº 9	8.741	414.714	Sedimetario	ARC,cz	Cal			Fm. Chambara
41	CESAR ALFONSO	8.734.140	417.189	Sedimetario	Trv	Cal	CaCO3=95%		Form. Chambara
42	CHARO SEGUNDA	8.737.959	421.028	Sedimetario	Cac	Cal			Form. Aramachay
43	CHARO TERCERA	8.737.959	421.028	Sedimetario	Cac	Cal	CaCO3=25%		Fm. Chambara
44	DON ENRIQUE	8.745.998	438.349	Filoneano	Est,tal	Esq			Comp. Huacar
45	DON JULIO 70	8.749.477	434.095	Filoneano	Tal	Esq		2,000 TM	Comp. Huacar
46	DOÑA JULIA MINA	8.732.600	430.586	Filoneano	Bar	Lut			Fm. Concepción
47	EL INCREIBLE	8.741.847	415.986	Sedimentario	Cac,ARC	Cal,lut			Fm Chambara
48	LA ASCENCION	8.741.277	415.718	Sedimentario	Cal arc	Cal			Fm.Chambara
49	LA UNION	8.746.218	419.582	Sedimentarios	ARCs	Volcanicos	SiO2=60%		Comp. Huacar
50	G.C.P.N-5	8.741.017	415.988	Sedimentario	Cac,ARC	Cal,lut			Fm. Chambara

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE YACIMIENTO	MINERAL MENA	AMBIENTE GEOLOGICO	LEYES	RESERVAS	METALOTECTO
		NORTE	ESTE						
51	G.C.P.N-9	8.741.230	415.230	Sedimemntario	Cac,ARC	Cal,lut,czt			Fm. Chambará
52	PATAY	8.749.477	434.095	Filoneano	Bar,tal	Esq		9,200TM	Comp. Huacar
53	PATY	8.932.606	430.586	Filoneano	Bar	Lut		7,000Tm	Fm. Concepción
54	SAN PABLO - 78	8.746.218	419.582	Filoneano	Bar	Cal,and			Comp. Huacar
55	SAN PEDRO DE PASCUA	8.749.477	434.095	Filoneano	Bar	Ars,lut	BaSO4=92%	2,362Tm	Comp. Huacar
56	SANTA ANA	8.742.183	415.561	Sedimantario	ARC,cac	Lut		2,200TM	Fm. Concepción
57	SANTO DOMINGO	8.753.177	441.516	Cuerpos	Tal	Esq			Comp. Huacar
58	SARITA	8.741.693	415.805	Sedimentario	Cac,ARC	Cal			
59	TUCO BLANCO	8.731.740	395.409	Cuerpo Filoneano	Bar	Fil	BaSO4=76%	26,000TM	Fm. Excelsior
60	YESERA SANTA ISABEL	8.735.893	418.184	Sedimentario	Cac	Cal	CaCO3=99%		Fm.Chambara
61	C.M.N.S.A.	8.781.000	400.200	Metasomático	Cac	MML tobas verdes			Gpo.Ambo
62	SANTA ISABEL	8.748.304	435.601	Metamórfico	Tal,est	SPT,esq			Comp. Huacar
63	CARPAPATA	8.755.576	440.276	Metamórfico	Tal	Esq			Comp. Huacar
64	PERUBAR STA. ISABEL	8.748.248	436.795	Metamórfico	Bar	Ars,czt			Grupo Mitu
65	FORTUNITA	8.740.450	409.400		FPs				Fm.Condorsinga
66	ALCACOCHA	8.781.000	400.200		MML				Gpo.Ambo
67	SANTA ISABEL	8.748.300	435.601		Tal,est	SPT			
68	CºHUARACAYOC	8.737.420	438.800	Filoneano	Bar				Fm.Chambara
69	JATUMPAMPA	8.735.070	398.090		Cal	Cal			Fm.Chulec
70	ÑAHUIN PUQUIO	8.737.900	409.150		Ys				
71	PUCARUN	8.744.300	407.270		Ys				

PROSPECTOS Y MINAS METALICAS EXISTENTES EN EL CUADRANGULO DE LA OROYA 24-L

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE YACIMIENTO	MINERAL MENA	AMBIENTE GEOLOGICO	MINERAL GANGA	ALTERACION	LEYES	METALOTECTO
		NORTE	ESTE							
1	AIDA SOFIA	8.684.926	411.031	Filoneano	Gn,ef	Vol,ars,cal	Cz,cac		Pb=15.56% Zn=15.51%	Granitoides Indiferenciados
2	AEROLITO Nº6	8.698.510	393.739	Manto	Ef,gn	Di			Zn=12% Pb=2% Ag=4Oz/TC	Gpo.Mitu
3	AEROLITO Nº4	8.698.510	393.739	Filoneano	Ef,gn,td	And,dac	Cz,py		Pb=0.30% Zn=6.63%	Gpo.Mitu
4	ANGELICA	8.703.485	438.099	Diseminado	Mlq,az,crs	Cal,ars	Cz			F.Condorsinga
5	AZUCARERA PRIMERA	8.697.205	398.314	Filoneano	Gn,ef	And	Cac,cz,rdc		Pb=11.84% Zn=7.73%	Fm.Chulec y Jumasha
6	CALZADA MINA	8.676.624	408.364	Filoniano Diseminado	Cp,bmt	Cal,lut,mag	Cz,cac,py	Silicificación Fílica	Cu=25.7% Ag= 7.7 oz/Tc Bi= 0.54%	Fm. Casapalca
7	DOÑA MANUELA	8.699.718	396.641	Filoneano	Gn Argent,rdc	Ars,lut				Fm.Chulec
8	DOÑA MANUELA III	8.699.718	396.641	Filoneano	Gn,ef,td	Ars,lut,czt	Py		Ag=11.82Oz/TC Pb=8.70% Zn=12.34%	Gpo.Goyllarisquizga y Pucará
9	FELICIDAD	8.695.346	393.629	Filoneano	Cp,gn,ef	Cal	Cz,rdc,py,lim	Piritización Silicificación	Ag=13.5Oz/TC Pb=2.18% Zn=1.54%	Fm.Casapalca
10	HILDA	8.676.821	416.280		Cp,ef	Ars,Cgdos			Cu=2.94% Zn=0.55%	Form. Casapalca
11	LA FORTUNA	8.704.281	412.628	Filoneano	Gn,ef	Mag	Cz,py		Ag=17.5Oz/TC Pb=1.61% Zn=3.54	Form. Celendín
12	LUZ FIDELITA	8.718.180	444.581	Filoneano Diseminado	Cp	Lut,pz	Cz,sid			Gpo.Tarma
13	MIRAFLORES	8.693.980	432.370	Filoneano	Mx comp Ag	Cal	Cac			Fm. Condorsinga
14	SAN LORENZO	8.726.756	397.944	Filoneano Diseminado	Gn	Cal	Cer,lim			Fm.Celendín
15	SAN PABLO	8.714.146	439.017	Filoneano	Gn,cp	And,tuf	Cz,cac,rdc			Grp. Mitu
16	SUITUCANCHA	8.703.430	441.308	Filoneano	Gn,ef	Cal	Cz	Silicificación	Ag=48Oz/TC Pb=24%	
17	TENORITA	8.714.146	439.017	Filoneano	Cp	Br vol	Sid,cac,py	Silicificación	Cu=3.71% Pb=1Oz/TC	Form. Chambara y Mitu
18	VALENTINO	8.691.722	393.853	Filoneano Diseminado	Gn	Cal	Rdc,cz,cac	Piritización Silicificación		Form. Machay

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE YACIMIENTO	MINERAL MENA	AMBIENTE GEOLOGICO	MINERAL GANGA	ALTERACION	LEYES	METALOTECTO
		NORTE	ESTE							
19	VICUÑITA MINA	8.686.475	395.627	Filoneano	Chalcopirita	Cal Capas Rojas	Cz,olgt py		Cu=1.66% Ag=5.75Oz/TC Au=2.7g/TM	Granitoides Indiferenciados
20	VICUÑITA A-1978	8.685.853	395.023	Filoneano	Cp	Mz,cal	Cz,py,olgt			Granitoides Indiferenciados
21	VICUÑITA B	8.685.712	397.142	Filoneano	Cp	Cal Cpas Rojas				Fm.Casapalca
22	WALI-WANKA Nº2	8.686.203	406.519	Filoneano	Gn,ef	Di	Cac,py,cz		Ag=6Oz/TC Pb=10.03% Zn=20.25%	Fm.Casapalca
23	XENIA	8.676.821	412.628	Filoneano	Galena Carbonatos de Pb	Cal,ars	Oxd	Limonitización		Form. Casapalca
24	YURITALA 1	8.726.367	436.630	Filoneano Manto	Tetrahedrita	Pz	Sid,cz		Ag=24.4Oz/TC Cu=0.74%	Gpo.Excelsior
25	YURITALA 7	8.724.159	438.786	Filoneano	Cp,bn,cv	Pz	Py,apy	Oxidacion	Cu=3.28%	Gpo.Excelsior
26	MANTO NORMA	8.682.880	402.520	Filoneano Cuerpos	Cp	Skr				Fm. Casapalca
27	HILDA	8.691.108	418.847	Filoneano	Gn,ef,mlq,td	Cal,ars,and			Pb=8% Zn=16% Cu=5%	Form. Chulec y Pariatambo
28	ELIZABET SEGUNDA	8.713.860	414.910	Filonenao	Gn	Cal			Pb=6.8% Ag=10Oz/TC	Fm.Chambara
29	AEROLITO 4	8.697.680	397.764	Filoneano	Mta,gn	Cal,tuf	Py			Gpo. Pucará Domo Yauli
30	TINCOCANCHA	8.710.300	391.350	Polimetálico						
31	SAN JOSE	8.680.000	400.000	Filoneano	Gn,ef	Cal				Fm. Jumasha
32	DINO II	8.712.480	438.350		Ef,mta,smt	Cal	Agn			Fm.Chambara
33	ANGELICA	8.715.850	428.290	Filoneano	Cp,mlq,az	Cal,ars,br	Cz		Cu=2.08%	Fm.Condorsinga
34	AZULCOCHA MANON	8.679.670	391.330	Polimetálico	Pb,ag,Zn					Fm.Jumasha
35	MINA DESGRACIADA	8.696.070	394.137	Filoneano	Gn,mta	Ars,lut,cal	Py		Pb=3.36% Zn=4.6%	Grupo Mitu y Pucará
36	SUTUYMINA	8.703.415	441.306	Filoneano	Td,cp	Czt	Cz,bar,dlm			
37	SAN NICOLAS	8.704.510	400.920	Filoneano	Td,bn,gn,ef	Dac		Silicificación sericitización		Gpo Gollarisquizga

PROSPECTOS Y MINAS NO -METALICAS EXISTENTES EN EL CUADRANGULO DE LA OROYA 24-L

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE YACIMIENTO	MINERAL MENA	AMBIENTE GEOLOGICO	LEYES	METALOTECTO
		NORTE	ESTE					
38	BREA Y PARIÑAS	8.685.330	445.062	Sedimentario	Mat bit	Ars,cal		Fm.Condorsinga
39	CARMENCITA N°3	8.701.990	421.996	Depósito Sedimentario	Sil,SILs Al	Ars		Goyllarisquizga
40	EL ROSARIO	8.701.528	421.271	Deposito Sedimentario	Sil,SILs Al	Ars		Goyllarisquizga
41	NUEVA OROYA PRIMERA	8.728.155	398.086	Depósito Sedimentario	ARC,cal	Cal,lut	CaO=51%	Fm.Jumasha
42	OROYA N°4	8.717.967	396.997	Depósito Sedimentario	ARC,cal	Lut,cal	CaO=51%	Fm.Jumasha
43	ROMACHA	8.697.766	428.272	Depósito Sedimentario	Ys,cal	Lut,ars,czt		Goyllarisquizga
44	SAN ANTONIO 1964	8.708.786	413.259	Depósito Sedimentario	Ys	Lut,ARCs Arcillas	CaSO4=85%	Fm.Casapalca
45	SAN FRANCISCO N°1	8.697.090	427.820	Depósito Sedimentario	Cac	Cal	CaCO3=65%	Fm.Condorsinga
46	SERRANITO N°1	8.697.166	421.554	Depósito Sedimentario	Cac,ys	MMR,cal		Fm.Celendin
47	SHINCA N°2	8.727.999	397.542	Depósito Sedimentario	ARC,cac	Cal,lut	CaO=51%	Fm. Jumasha
48	SONIA UNO	8.724.241	440.933	Depósito Sedimentario	Ys,anh	Ars,cal		Fm. Chambará
49	SHINCA N°3	8.728.122	397.572	Depósito Sedimentario	ARC	Cal,lut	CaO=51%	Fm. Pariatambo
50	DAVID SALOMON	8.698.801	437.894	Depósito Sedimentario	Sil	Ars		
51	YNINSA VI	8.703.167	439.853	Depósito Sedimentario	Cac	MML		Fm. Condorsinga
52	LUCHA	8.724.253	398.039	Manto	Cbn	Lut,cal		Pariahuanca y Chulec
53	MARIA ELENA	8.721.730	392.000	Depósito sedimentario	Ys			
54	CUT - OFF	8.716.150	391.650	Sedimentario	Cal			
55	SILVIA-PATRICIA	8.701.950	423.600	Sedimentario	Sil			
56	SANTA ROSA	8.692.061	431.827	Sedimentario	Sil	Ars		Gpo. Goyllarisquizga
57	BOREAL-SAN ANDRES	8.694.193	437.753	Sedimentario	Sil			
58	ACOLLA-ESTRELLITA	8.703.900	441.020	Sedimentario	Trv,onx			
59	PARCO	8.698.560	438.651	Sedimentario	Sil	Ars		Goyllarisquizga
60	HIPASCHICO	8.686.450	439.850	Sedimentario volcánico	Afto			Cont.chulec y Casapalca
61	FUNDICION	8697152	421616	Sedimentario	Ys,anh	Cal		Fom. Celendin

PROSPECTOS Y MINAS METALICAS EXISTENTES EN EL CUADRANGULO DE YAUYOS (25-L)

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE YACIMIENTO	MINERAL MENA	AMBIENTE GEOLOGICO	MINERAL GANGA	ALTERACION	LEYES	RESERVAS	METALOTECTO
		NORTE	ESTE								
1	ATALAYA 2	8639069	418.898	diseminado	Gn,ef	Cal					Fm. Jumasha
2	APOLO	8645697	427490	Metf. contc	Gn,ef	Cal,and	Cac,py		Pb=6.5% Zn==5.5%		Fm. Jumasha
3	APOLO 1	8645080	426586	Metf.contc	Gn,ef	Cal,and	Cz,cac,py		Pb=6% Zn=5%		Fm. Jumasha
4	APOLO 2	8644771	425982	Mets.cont	Gn,ef	Cal,and	Cz,cac,py		Pb=6% Zn=5%		Fm. Jumasha
5	BONANZA	864143	418442	filoneano	Gn,ef	Cal	Cz		Zn=10.22% Pb=6.82%		
6	CAPRI 79	8633677	413235	filoneano	Gn,ef	Gd,to				2,700TM	Volcánicos
7	CATALINA HUANCA UNO	8647820	429147	filoneano	Gn Argent.	Ars	Cz,py,bar		Ag=14Oz/TC Pb=4%		Goyllarisquizga
8	CONSTITUCION	8623535	411846	sedimentario	Gn,bk	Cac	Cac,py,cz		Zn=14.5% Pb=3.1%	2,000TM	Volcánicos Tantará
9	CONTADERA	8652142	425298	filoneano	Gn,ef	Cal,ars	Cac,cz		Zn=10.42% Pb=9.34%		Fm. Celendin
10	COSMOS	8644338	413445	filoneano	Gn,ef	Cal,mz			Pb=1% Zn=2%		Fm. Jumasha
11	CRISTINITA	8619847	411254	filoneano	Gn,ef,td	And	Py,cz,rdc				Vol. Tantará
12	CHARO	8657379	408751	filoneano	Gn,ef	Cal,ars	Cer,cz,lim				Fm. Jumasha
13	DANIELITO	8621992	400227	filoneano	Zn, Ag, Pb Cu.	Czt			Zn=5% Pb=2.%		Gpo. Oyon
14	DELIA SEIS	8619881	423027	filoneano	Gn,ef						
15	DELIA SIETE	8618961	423935	filoneano	Gn Argent.						Vol. Atcas
16	DESCONOCIDA	8622573	399471	filoneano	Gn,ef	Cal,czt					
17	DINAMARCA	8646289	419150	filoneano	Gn,cp	Cal	Cz,mta,py		Ag=5.1Oz/TC Pb=2.62% Cu=0.1% Zn=5.9%		Fm. Jumasha
18	DON AGUSTO II	8621184	397664	filoneano	Gn,ef,cer		Cz				Vol. Tantará
19	DOÑA MANUELA V	8635402	414921	filoneano	Gn Argent.	Gd,to			Ag=50Oz/TC		Gd
20	ERNESTO	8652079	403449	filoneano	Gn	Czt	Py,cz				
21	ERNESTO I	8651770	403148	filoneano	Gn	Czt	Py,cz cuarzo				

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE YACIMIENTO	MINERAL MENA	AMBIENTE GEOLOGICO	MINERAL GANGA	ALTERACION	LEYES	RESERVAS	METALOTECTO
		NORTE	ESTE								
22	ERNESTO II	8652541	404052	filoneano	Gn	Czt	Py,cz				Fm. Carhuaz
23	ESPERANZA	8649695	407234	filoneano	Gn,ef	Gd	Cz,bar				Intrus.Gd
	DE MIRAFLORES						Oxd Fe				
24	EVITA	8649789	418233	filoneano	Mta,cp		Mt,py		Zn=20.49% Ag=2Oz/TC Au=1.98		Fm. Jumasha
25	EVITA 2	8653045	418254	filoneano	Ef,cp,gn	Skr			Pb=2.14% Zn+4.16%		Fm. Celendin
26	EVITA 3	8665335	419158	filoneano	Gn,mta,cp	Czt,ars	Py,mt				Goyllarisquizga
27	GLORIA	8631123	422815	filoneano	Gn,ef,cp	Cal	Bar,cac				Fm.Jumasha y
28	GRAN BRETAÑA	8657071	440159	cuerpos	Ef,gn,prl	Cal,ars	Ht,py,bar		Zn=9.5%		Gollarisquizga
				filoneano					Mn=35%		
29	GRANADA	8629052	418141	filoneano	Gn,cp, cu	And			Pb=9.3% Au=0.03Oz/TC		Vol. Atcas
30	ISABEL	8647518	419328	filoneano	Td	Cal	Py,cac				Fm. Jumasha
31	JOSE MANUEL	8645690	418883	filoneano	Mta	Cal,lut	Ht,py				Fm. Jumasha
32	JOSE MANUEL 2	8645674	418880	filoneano	Gn,ef,td	Cal	Cac,py				Fm. Jumasha
33	JOSE MANUEL 1	8645674	418880	filoneano	Gn,ef,td	Cal	Cz,py,cac				Fm. Jumasha
34	JOSE MANUEL 6	8650006	431106	filoneano	Gn	Cal					Fm. Jumasha
35	JOSEFA 10	8635248	395742	filoneano	Cp,mb	Czt,pz and,gd	Cz,py		Cu=12.5% Mo=0.83%		Vol. Millotingo
36	JOSEFA 11	8634479	395473	filoneano	Cp,mb	Czt,pz and,gd	Cz,py		Cu=12.5% Mo=0.83%		Vol. Millotingo
37	JOSEFA 3	8633317	397041	filoneano	Cp,mb	Ars,lut	Cz,py		Cu=12.5% Mo=0.83%		
38	JOSEFA 5	8633438	396473	filoneano	Cp,mb	Ars,lut	Cz,py		Cu=12.5% Mo=o.89%		
39	JOSEFA 6	8636083	397249	filoneano	Cp,mb	Ars,czt and,gd	Cz,py		Cu=12.5% Mo=0.83%		Vol. Millotingo
40	JOSEFA 7	8635650	396525	filoneano	Cp,mb	Ars,lut and,gd	Cz,py		Cu=12% Mo=0.83%		Vol. Millotingo
41	JOSEFA 8	8633805	396139	filoneano	Cp,mb	Ars,czt	Cz,py		Cu=12.5% Mo=0.83%		
42	JOSEFA 9	8635157	396255	filoneano	Cp,mb	Ars,czt	Cz,py		Cu=12.5% Mo=0.83%		

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE	MINERAL	AMBIENTE	MINERAL	ALTERACION	LEYES	RESERVAS	METALOTECTO
		NORTE	ESTE	YACIMIENTO	MENA	GEOLOGICO	GANGA				
43	LA ESPERADA	8650260	411161	filoneano	SUFs oxd Cu	Cal	Cac	limonitización			
44	LA ESPERADA 2	8650108	411736	filoneano	Cp,gn,ef	Cal	Cz,cac				
45	LA MEDALLA MILAGOSA# 1	8635810	417819	filoneano	Gn,ef				Ag=5Oz/TC Pb=6.% Zn=6.02%		Pariahuanca y Chulec
46	LA MILAGROSA	8625051	415344	filoneano	Gn,ef,cp	Cal	Cz,py,cac		Zn=7% Pb=2.8%		
47	LA PONDEROSA	8642968	407739	filoneano,	Gn,ef,cp	Cal	Cz,py,cac				
				Metas.cont							
48	LA RECUPERADA	8641918	396685	filoneano	Gn,ef,cp	Cal			Cu=3.1%		
									Zn=5%		
									Ag=6.2Oz/TC		
49	LA RECUPERADA 1	8647082	406820	skarn	Zn, Ag,Pb	Cal	Cz,pzno	limonitización	Zn=5%		
	I								Pb=4%		
50	LA VIRGEN	8653816	419462	filoneano	Mb,prg	Ars	Cz		MoS2=3%		Fm. Carhuaz
				diseminado					Ag=40Oz/TC		
51	MAGDALENA	8619514	403406	filoneano	Gn,ef	Czt	Mta,py		Ag=2Oz/Tc		Fm. Santa
									Pb=0.26%		
									Zn=3.43%		
52	MAÑUQUITO	8635441	417730	filoneano	Gn,ef	Cal	Cac		Zn=15%		Parihuanca
									Pb=14%		y Chulec
53	MARIA ELENA	8653694	409035	Metas.cont	Gn,ef,cer	Cal	Cz,lim				Intr.tonalitico
54	MINA YUNGA	8633244	412330	filoneano	Gn,ef						Vol. Tantará
55	PAMELA	8639750	410105	filoneano	Gn,ef,blg	Cal	Bar Cac		Ag=9.5Oz/TC Pb=4% Zn=18.8%	54,000TM	Fm. Carhuaz
56	PAMELA BRILLANTE V.E.A.	8634994	393477	filoneano	Gn,ef,td	And,	Apy,py,bar		Ag=5.3Oz/Tc Pb=8% Zn=10%		Vol. Millotingo
57	PAMELA BRILLANTE VEA	8633677	413235	filoneano	Gn,ef	AndPorf	Apy,py,bar				Vol. Tantará

No.	NOMBRE	COORDENADAS UTM		TIPO DE YACIMIENTO	MINERAL MENA	AMBIENTE GEOLOGICO	MINERAL GANGA	ALTERACION	LEYES	RESERVAS	METALOTECTO
		NORTE	ESTE								
58	PERSEVERANCIA	8640606	419105	filoneano	Gn,cp	Cal	Cz				Fm. Jumasha
59	PORVENIR	8619820	403103	filoneano	Mta,gn,ef	Czt,gd	Py,cz		Pb=26% Zn=3.43%		GpoOyon/chi
60	RECUPERADA 1	8649327	407538	filoneano	Gn,ef,td	Gr,dac, And	Py,cz	piritización silicificación	Zn=4% Pb=6%		Vol Huarochiri Castrovirreyna
61	ROSA AMERICA I	8656425	418548	filoneano diseminado	Mb,prg,cp	Cal	Py,cz	silicificación	MoS2=2.5% Ag=28Oz/TC		
62	ROSA AMERICA II	8654436	421575	filoneano diseminado	Mb,cp	calizas	Py,cz,prg		MoS2=2.2% Ag=75Oz/TC		
63	ROSA AMERICA III	8653683	427471	filoneano diseminado	Mb,prg,cp	Cal	Cz	silicificación	MoS2=2.4% Ag=42.2Oz/TC		Fm. Jumasha
64	ROSA AMERICA IV	8652397	417108	filoneano	Mb,prg,cp	Cal	Py,cz	silicificación	MoS2=2.5% Ag=42.8=Oz/TC		
65	ROSARIO	8639206	413007	filoneano	Gn,ef	Ars					Fm. Carhuaz
66	SALOMON	8634971	414439	filoneano	Td,ef,gn				Zn=15.7% Cu=0.8% Pb=0.6%		Vol. Tantará
67	SAN FRANCISCO	8642979	411032	filoneano	Gn,mta,cp td	Cal	Cz,py	silicificación	Pb=0.8% Cu=0.45% Zn=0.14%		Fm. Carhuaz y Santa
68	SAN MARTIN DE CARANI	8633722	407889	filoneano	Cp,mlq	Ars,lut			Ag=1.9Oz/TC Cu=8%		Gpo.Oyon/chi
69	SAN RENATO	8641954	407561	filoneano	Apy,esb,ef	Cal	Py,cz cuarzo	silicificación caolinización			
70	SAN RENATO 2	8645125	409847	mantos	Gn,ef	And,dac Gd	Py,cz cuarzo	silicificación propilitización argilitización	Zn=2% Au=2g/TM		
71	SANRENATO 3	8642933	406349	filoneano	Gn,ef	Gd,to					Vol. Millotingo
72	SANTA ANA	8652680	419495	mantos	Ef,cp,blg	Cal,ars Lut,pz	Cz,py		Zn=8.5% Pb=6%		Fm.Jumasha y Celendin
73	SANTA ELENA	8621992	400227	filoneano	Gn,ef	Cal,and	Cz,py,bar	caolinitización			Gpo.Oyon/chi
74	SANTA ISABEL	8629074	414849	cuerpos	Gn,ef,mta	Cal,ars	Py,rdt		Zn=30% Pb=5%		

INGEMMET

Av. CANADA 1470 – SAN BORJA • TELFS.: 224-2963 • 224-2964 • 224-2965 – FAX: 476-8817 – LIMA-PERU