

REPUBLICA DEL PERU

SECTOR ENERGIA Y MINAS

INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO

BOLETIN No. 33

Serie A. Carta Geológica Nacional

GEOLOGIA DE LOS CUADRANGULOS DE

HUARMY Y HUAYLLAPAMPA

Hojas: 21-g y 21-h

Por: JOHN S. MYERS



SEPTIEMBRE 1980

Editado por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico

LIMA - PERU

REPUBLICA DEL PERU

SECTOR ENERGIA Y MINAS

INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO

BOLETIN No.33

Serie A. Carta Geológica Nacional

GEOLOGIA DE LOS CUADRANGULOS DE

HUARMY Y HUAYLLAPAMPA

Hojas: 21-g y 21-h

Por: JOHN S. MYERS



SETIEMBRE 1980

Editado por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico

LIMA - PERU

Dr. PEDRO PABLO KUCZYNSKI GODARD
Ministro de Energía y Minas

Ing. MARIO SAMAME BOGGIO
Presidente del Consejo Directivo del INGEMMET

Ing. FRANCISCO SOTILLO PALOMINO
Director Ejecutivo del INGEMMET

Contenido

RESUMEN	1
INTRODUCCION	5
Ubicación	5
Mapa Base Topográfico	5
Acceso	5
Método y duración del Estudio	7
Trabajos previos	7
AGRADECIMIENTOS	7
GEOGRAFIA	9
Drenaje	9
Clima, Vegetación y Suelo	9
Actividades Humanas	10
GEOMORFOLOGIA	13
SUPERFICIE DE EROSION COCHAPAMPA	13
SUPERFICIE DE EROSION SHANAN	15
SUPERFICIE DE EROSION MINAS PAMPA	15
SUPERFICIE DE EROSION MATA CABALLO	16
ETAPA DE EROSION CAÑON	18
GLACIACION PLEISTOCENICA	18
ESTRATIGRAFIA	21
GRUPO GOYLLARISQUIZGA	21
Formación Chimú	21
GRUPO HUAYLLAPAMPA	22
Formación Chala	22
Formación Chinchipe	22
Formación Huamancay	23
GRUPO CASMA	24
Formación Cochapunta	25
Formación Punta Gramadal	28

Formación La Zorra.....	31
Miembro Los Morros	37
Miembro Pueblo Viejo	38
Miembro Curacán	39
Miembro Llacllapunta	40
Formación Breas	41
Formación Pararín	46
Intrusiones Hipabisales en el Grupo Casma.....	47
GRUPO CALIPUY	47
VULCANISMO POST-BATOLITICO	54
Formación Fortaleza	54
DEPOSITOS ALUVIALES	57
Depósitos de la Superficie de Erosión Matacaballo	57
Conglomerado Huarmey	58
Conglomerado Chasquitambo	58
Conglomerado Yana Orcco	60
Depósitos de la Etapa Cañón	60
DEPOSITOS EOLICOS	60
Arenas eólicas estabilizadas.....	60
Arenas Eólicas Activas.....	61
BATOLITO COSTANERO	63
INTRODUCCION	63
COMPLEJO PATAP	64
COMPLEJO PACCHO	72
COMPLEJO SANTA ROSA	74
Milonitas Puca Punta.....	76
Tonalita Huaricanga.....	77
Tonalita Corralillo	81
Dacita y Cuarzo Cuyhuay Chico.....	86
Granodiorita Huampi Piruroc.....	86
Aplita Pedregal	88
COMPLEJO PUSCAO – SAN JERONIMO	89
Unidad Puscao	89
Plutones Puscao.....	89
Plutón María Cristina	90
Plutón Puca Jirca .-	96
Plutón Chasquitambo.....	100
Dique Anular Anta.....	105
Plutón Patorumi	106

Plutón Llagumpe	107
Plutón Contaderas	109
Plutón Mansemiche	109
Dique Anular Murpa	110
Granodiorita Baranda	112
Aplitas Puscao	113
Secuencia del emplazamiento de los componentes de la Unidad Puscao	114
Significado de los fenómenos del emplazamiento Puscao	115
Significado de las Estructuras Puscao	117
UNIDAD SAN JERONIMO	118
DIQUES DE MICRODIORITA	122
DISTRIBUCION DE ESFUERZOS SEGÚN EL SISTEMA DE DIQUES DURANTE EL EMPLAZAMIENTO DEL BATOLITO COSTANERO	126
METAMORFISMO DE CONTACTO	127
AMBIENTE DE EMPLAZAMIENTO DEL BATOLITO COSTANERO	131
SUMARIO SOBRE EL BATOLITO COSTANERO	133
GEOLOGIA ESTRUCTURAL	137
ESTRUCTURA DE LOS GRUPOS HUAYLLAPAMPA Y CASMA	137
Faja Plegada de Tapacocha	137
Sinclinal Totora	138
Sinclinal Canoas	139
Anticlinal Lomas Playuelas	140
PLIEGUES NORMALES A LA DIRECCION ANDINA	142
TECTONICA	144
METAMORFISMO REGIONAL	144
DIACLASAS Y FALLAS POST-BATOLITICAS	145
GEOLOGIA ECONOMICA	149
MINERALES METALICOS	149
Mineralización en los Volcánicos Casma y Calipuy	149
Mineralización en el Batolito Costanero	150
MINERALES NO METALICOS	151
GEOLOGIA HISTORICA	153
APENDICE I	157
APENDICE 2	159
BIBLIOGRAFIA	163

RESUMEN

El área que cubre los cuadrángulos de Huarney y Huayllapampa se extiende desde la línea de costa hasta altitudes de 4,600 m.s.n.m., correspondientes a la Cordillera Negra, muestra una parte intermedia profundamente disectada, perteneciente al Flanco Occidental Andino.

Remanentes de la superficie de erosión Puna se observan en la parte NE, entre 4,300 y 4,600 m.s.n.m., así como en altitudes progresivamente menores (1,500 m.s.n.m.), hacia el SO, 15 km. tierra adentro de la línea de costa.

Debajo de esta superficie, existen otras cuatro superficies igualmente notables, que representan etapas importantes de tranquilidad durante el levantamiento de los Andes.

Rocas sedimentarias y volcánicas de edad cretácea se acumularon en la parte occidental de la Cuenca Occidental Peruana. Su acumulación y subsecuente deformación y metamorfismo fueron controlados por movimientos verticales oscilatorios y franjas delgadas del basamento pre-cretáceo, limitadas por zonas mayores de cizallamiento paralelas al margen continental. El límite entre las facies miogeosinclinal (oriental) y eugeosinclinal (occidental) de la Cuenca Occidental Peruana se encuentra en la parte nororiental del cuadrángulo de Huayllapampa y está representado por el eje Tapacocha, donde una zona de cizallamiento en el basamento – en los tiempos valanginianos y senonianos permitió la subsidencia del lado oeste con mayor rapidez y magnitud que el lado este.

Las rocas más antiguas de la región son cuarcitas de la formación Chimú, infrayacentes a una secuencia de lutitas y lodolitas con contenido de calizas y conglomerados, en menor proporción, que totalizan 2,400 m. de espesor, denominada en este sector Grupo Huayllapampa. Este grupo aflora en la esquina nor-oriental de la región y representa el traslape entre las facies miogeosinclinal y eugeosinclinal cretáceas de la Cuenca Occidental Peruana.

El Grupo Huayllapampa infrayace a los volcánicos sedimentarios del Grupo Casma de 6,000 m. de espesor, divididos en seis formaciones. Las unidades inferiores consistentes

en lavas almohadilladas de la formación Punta Gramadal al oeste y chert de la formación Cochapunta al este pasan hacia arriba a tufos andesíticos, sills y flujos piroclásticos de la formación La Zorra. Todos estos depósitos se acumularon durante las postrimerías del Albiano medio y representan un ciclo de erupciones volcánicas submarinas ocurridas a profundidades cada vez menores y seguidas por otras de tipo sub-aéreo en la parte más alta y oriental.

La formación La Zorra infrayace a cherts, de la formación Breas, acumulados durante una etapa de tranquilidad de erupciones volcánicas, en una depresión en el centro de la región, seguida por erupciones submarinas de lavas andesíticas en almohadilla de la formación Lupín y luego hacia el este, por erupciones sub-aéreas de la formación Pararín.

Los volcánicos del Grupo Casma erupcionaron hce 100-95 MA, a través de fisuras a partir de grandes cámaras de magma gabroico, diorítico y tonalítico del batolito costanero subyacente. Hace 95 MA, los cuerpos más tempranos de gabro y diorita (complejo Patap) del Batolito Costanero intruyeron los volcánicos del Grupo Casma subiendo a niveles de la corteza hoy expuesta. Estos cuerpos formaron un gran número de plutones que delinearón el área ocupada posteriormente por el resto del batolito. Algunos de estos plutones poseen bandeamiento rítmico y estuvieron probablemente conectados a volcanes que formaron la parte superior de los volcánicos del Grupo Casma.

Durante los tiempos del Cretáceo medio a superior, aproximadamente, hace 95 MA, los volcánicos Casma así como los gabros y dioritas fueron plegados tanto en dirección andina como normales a ella, formando pliegues abiertos subverticales, con ejes sub-horizontales. Este plegamiento fue acompañado por metamorfismo regional, causado por las grandes masas magmáticas que ascendían muy cerca de la superficie. Los pliegues con dirección andina cuanto más cerca están al magma ascendente, pasan hacia abajo a fajas de deformación más intensa y a grados de metamorfismo más alto (facies de esquistos verdes a anfibolitas). Las afjas plegadas pueden ser la expresión superficial de zona de cizalla, con dirección andina, en el basamento; las que durante el Cretáceo permitieron movimientos verticales de bloques dentro de la Cuenca Occidental Peruana fracturándose más tarde para formar las paredes empinadas de los plutones del Batolito Costanero.

El gabro y las dioritas del complejo Patap fueron intruidas intermitentemente durante la deformación anteriormente indicada. Luego de esta deformación cesó, se emplazaron grandes cuerpos de tonalita por subsidencia de techo (cauldron), debido al fracturamiento de los volcánicos y de las gabrodioritas Patap, hace unos 95-85 MA. Estas son las intrusiones más antiguas de complejo Santa Rosa; la elevación de los magmas que formaron al complejo pudo haber causado el levantamiento regional y erosión de los volcánicos Casma.

Estos últimos intrusivos infrayacen a productos sub-aéreos del Grupo Calipuy, consistentes en 2,000 a 4,000 m. de lavas y flujos piroclásticos de andesita y dacita. La parte

baja de los volcánicos del Grupo Calipuy está constituida, probablemente, por erupciones de magmas ascendentes que formaron parte del complejo Santa Rosa.

Las intrusiones graníticas más recientes del Batolito Costanero (complejos San Jerónimo y Puscao) ascendieron hasta los volcánicos Calipuy desde calderas y fisuras, mayormente localizadas sobre las paredes empinadas de los plutones ascendentes.

En general el Batolito Costanero forma una franja de 50 km. de ancho y ocupa la parte central de la región mostrando un techo plano y paredes empinadas, paralelas al margen continental. Está compuesto de numerosos plutones y de un pequeño número de tipos de magmas que se emplazaron en cuatro episodios distintos por subsidencias repetidas tipo “cauldron”, en un período de 50 MA o más.

Las aureolas metamórficas son angostas y sus asociaciones mineralógicas indican que la máxima temperatura (550° a 650° C), y presiones de 1.5 kb., sólo duró corto tiempo.

Las erupciones de magma, a partir del batolito ascendente, formaron los volcánicos de los Grupos Casma y Calipuy; el batolito continuó su ascenso hasta intruir a su propio escombros volcánico, desgasificándose completamente, 2 kms o menos por debajo de la superficie.

La erosión y el levantamiento de los Andes actuales habían ya ocurrido en cierta medida antes que la ignimbrita fuera erupcionada y depositada a lo largo del antiguo valle del río Fortaleza, 6 MA atrás, en el Mioceno tardío. Este evento fue seguido por otro levantamiento y erosión del Flanco Occidental de los Andes que continúa hasta el presente.

Las concentraciones de sulfuros metálicos son pequeñas pero ocurren en dos formas: la primera dentro de flujos específicos de lavas y piroclásticos de los volcánicos Casma y Calipuy siendo las mayores concentraciones en dacita; la segunda en vetas y zonas de alteración del Batolito Costanero situadas en zonas del techo, dentro de los plutones y en sus cajas volcánicas suprayacentes.

La región muestra una asociación estrecha, en espacio y tiempo entre las intrusiones plutónicas y las erupciones volcánicas observable en una franja angosta, paralela y cercana al margen continental dentro de la etapa comprendida entre el Albiano medio y el Eoceno. Asimismo muestra el dominio de los movimientos verticales en la formación de los Andes, sobre una de las zonas más pronunciadas de subducción de la corteza oceánica bajo el margen continental.

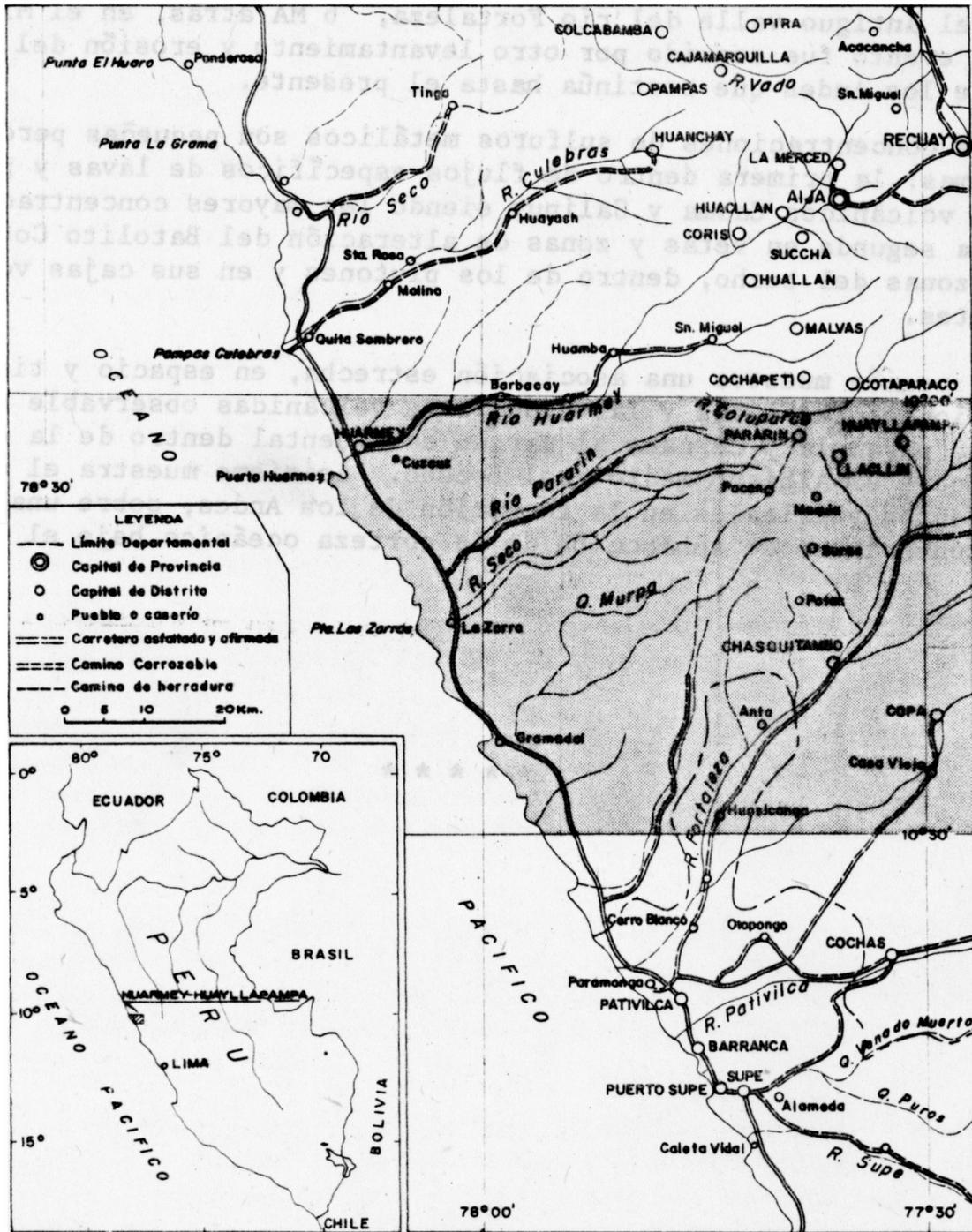


Fig. 1a.- MAPA DE UBICACION DE LOS CUADRANGULOS DE HUARMEY Y HUAYLLAPAMPA.

INTRODUCCION

El trabajo se ejecutó como parte de un proyecto de investigación de la Universidad de Liverpool, Gran Bretaña, mientras el autor gozaba de una beca concedida por la Natural Environment Research Council de Gran Bretaña. El proyecto de investigación fue dirigido por el profesor W.S. Pitcher y su objeto ha sido el estudio de un amplio sector del Batolito Costanero y de las rocas intruidas en el Perú central, en cooperación con el Dr. J. Cobbing del Instituto Geológico de Ciencias de Gran Bretaña y del ex-Servicio de Geología y Minería del Perú. Como parte de este proyecto el autor mapeó los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa, los cuales muestran una parte del batolito y de sus rocas circundantes.

Ubicación

El área de estudio se encuentra limitada por las coordenadas $10^{\circ} 00' - 10^{\circ} 30' S$ de latitud Sur y $77^{\circ} 30' y 78^{\circ} 12'$ de longitud Oeste. Políticamente se ubica en la parte sur del departamento de Ancash. Se extiende desde la línea de costa hasta altitudes de 4,500 m.s.n.m., cerca de las cumbres de la Cordillera Negra, con una superficie de 3,600 km², aproximadamente (Fig. 1^a).

Mapa Base Topográfico

Los mapas topográficos, a la escala 1:100,000, fueron preparados por el Instituto Geográfico Militar, mediante el método de restitución fotogramétrica y corresponden a las hojas de Huarmey (21-g) y Huayllapampa (21-h).

Acceso

Las carreteras, valles secos, quebradas y caminos de herradura, que se usaron durante los trabajos de campo se muestrana en la figura 1b.

La carretera Panamericana se extiende a lo largo de toda la costa y dá fácil acceso al área estudiada. Un ramal importante parte de Huarmey y cruza a la parte norte de los cuadrángulos, a lo largo del valle del río Huarmey.

El camino principal de Pativilca al Callejón de Huaylas, sigue por el valle del río Fortaleza. Como rutas secundarias figuran las siguientes :

La que sigue por la quebrada Rari, desde Chaucayán hasta Pararín.

La que sigue por el valle del río Purísima, desde Chasquitambo hasta Yumpe, ubicado más allá del límite oriental del cuadrángulo de Huayllapampa.

La trocha que va por la quebrada Choque, desde Julquillas hasta Coy-Coy, en el límite sur.

La que corre por el valle Pativilca hasta Copa, cruzando la esquina SE del área a lo largo de la quebrada Rinconada.

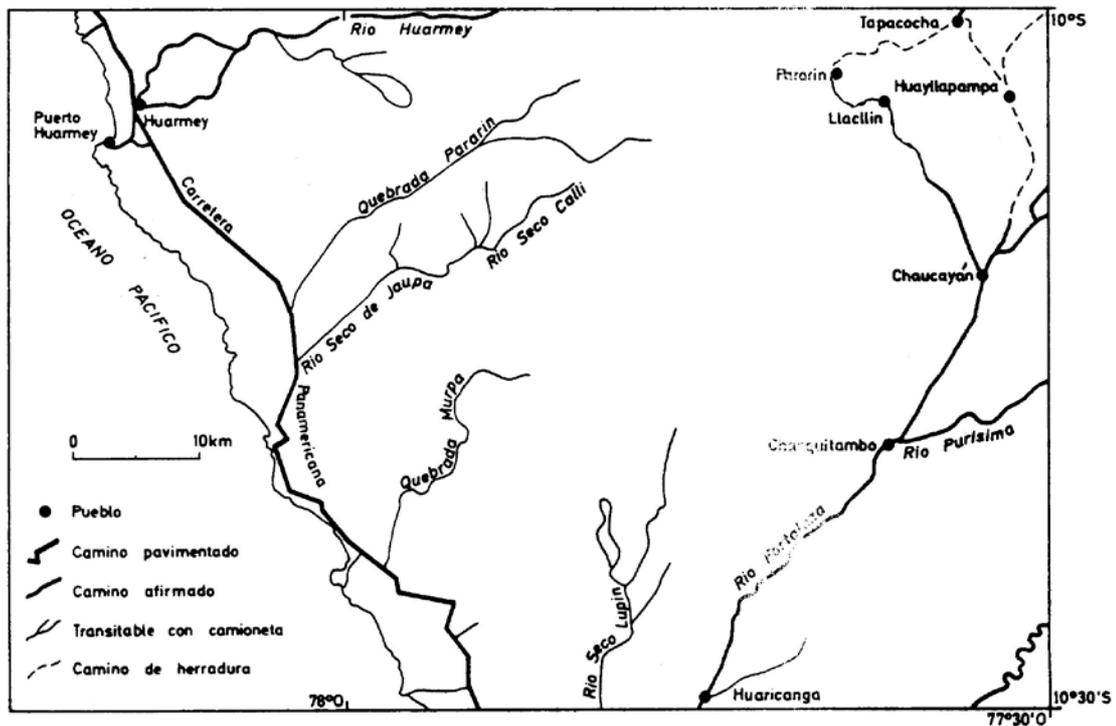


Fig. 1b.- Mapa de vías de acceso usadas durante los trabajos de campo.

El acceso es posible a lo largo de muchas quebradas secas para vehículos de doble tracción, y en el sector NE del área es por medio de caminos de herradura.

Método y duración del Estudio

De los 12 meses de estadía en el Perú, se empleó 200 días efectivos en trabajos de campo, entre Octubre y Diciembre de 1968 y entre Junio de 1969 y Febrero de 1970. El mapeo se realizó sobre aerofotografías a escala 1:50,000 aproximadamente.

El levantamiento se efectuó cubriendo al máximo el territorio, con itinerarios a pie y con ayuda de fotointerpretación. Todas las unidades litológicas mayores y visibles en las aerofotografías fueron inspeccionadas en el campo y se tuvo especial cuidado en examinar los contactos de los plutones del Batolito y el estudio de la estratigrafía de los grupos Casma y Calipuy. La recolección sistemática de rocas, minerales y fósiles se efectuó para los estudios posteriores de laboratorio.

Debido a dificultades de acceso; la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa no fue mapeada con el mismo detalle que el resto de la región.

Trabajos previos

WILSON (1963), efectuó una reseña de la estratigrafía del Perú central en la que describe una sección de 700 m. de grosor, que incluye parte de los volcánicos del Grupo Casma, al sur de Huarmey.

Según LISSON y BOIT (1942, P. 71), BROGGI encontró un ammonite oplítido en la zona de Huarmey, pero no da detalles sobre la ubicación.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. J. J. Wilson por su generosa ayuda en el Perú, al Dr. J. Cobbing por sus valiosos aportes sobre la Geología del Perú; al National Environment Research Council, de Gran Bretaña, por financiar el trabajo de campo; al Sr. Marceliana Barrenechea Godoy y familia, por su generosa hospitalidad de Chasquitambo; a W. Pitcher por su entusiasta introducción al estudio del Batolito Costanero; a Gordon Knox quien estudió el Complejo Centrado en la esquina SE de la región al mismo tiempo que se hacía este trabajo y a R.

Child y P. Reagan por su ayuda en el campo. A mi esposa Maggie quien me acompañó en el campo y dibujó la mayoría de las figuras de este boletín.

Asimismo, deseo agradecer al Dr. Ciro Hudson C., por efectuar la traducción preliminar al Español, del texto original.

Por último mi especial agradecimiento al Ing. Mario Samamé Boggio, Presidente del Consejo Directivo del INGEMMET, al Ing. Benjamín Morales Arnao, ex-Director Ejecutivo del INGEMMET y al Ing. Francisco Sotillo Palomino, Director Ejecutivo de INGEMMET, por haber hecho posible la publicación del presente estudio.

Drenaje

El área de estudio comprende a un sector de la Cordillera Occidental de los Andes, Se extiende desde el nivel del mar hasta cerca de las cumbres de la Cordillera Negra, que llegan a altitudes de 4,500 m.s.n.m., aproximadamente. El paisaje conserva remanentes de superficies de erosión antiguas pero generalmente se muestra accidentado y profundamente disectado por valles angostos, la mayor parte de los cuales se hallan secos. Los valles mayores cruzan la región en dirección NE-SO, casi perpendiculares a la estructura geológica y a la línea de costa; originados posiblemente como arroyos subsecuentes, sobre la superficie de erosión Minas Pampa, al lado oeste del Batolito Costanero, el que fue erosionado más intensamente que los volcánicos del Grupo Casma adyacentes.

Las direcciones de los valles consecuentes y subsecuentes son localmente variados por zonas de fracturas, como por ejemplo el valle de Huaymey que corre de este a oeste, entre Mal Paso y la Hacienda Chilcal. Las direcciones de la mayoría de los valles fueron controladas, casi totalmente, por lineamientos, los más característicos de los cuales corren de norte a sur y de este a oeste. Son también característicos los lineamientos con direcciones NE-SO y NO-SE, que ayudaron al desarrollo de los valles indicados.

Clima, Vegetación y Suelo

La región se divide en tres franjas climáticas, paralelas a la línea de costa y a la cordillera, las temperaturas decrecen en relación con la altitud. La franja occidental y la franja central son calurosas, secas y desérticas. En la franja SO, que se extiende de 10-15 km. tierra adentro, ocurren leves precipitaciones y su parte más cercana a la costa es tá cubierta de neblina la mayor parte del año, a excepción del verano. La neblina avanza por las noches hasta unos 20 km, tierra adentro pro enfriamiento de la superficie del terreno, retrocediendo hacia al línea de costa a la salida del sol, con la consiguiente evaporación.

En la franja central no llueve y raramente se observan nubes. En la franja alta, al NE, nubes provenientes del este cruzan los andes causando en algunos años lluvias durante el verano.

La vegetación es escasa en la región. En la franja SO y en la franja central, en los valles secos crecen algunos cactus y pequeños arbustos y la única vegetación, propiamente dicha, ocurre en los valles irrigados correspondientes a los ríos Huarmey y Fortaleza. En la franja SO, la neblina permite el crecimiento de los líquenes, encontrándose éstos ausentes en la franja central donde las rocas subyacentes se hallan totalmente expuestas. Sobre altitudes de 1,800 m.s.n.m., muchos de los terrenos están cubiertos por suelos donde, debido a las escasas lluvias y falta de aguas subterráneas, sólo crecen cactus y arbustos.

La vegetación se hace más abundante con el aumento de altitud, a los 3,000 m.s.n.m., consiste principalmente de una grama gruesa; en las partes bajas se está extinguiendo, lo que sugiere un clima más árido; observación que también se apoya en la existencia de ruinas precolombinas en ciertos valles secos, que hace pensar que el clima se ha estado aridizando en los últimos 400 años.

El suelo que es profundo y extenso sobre los 1,800 m. puede ser muy antiguo y residual, y provenir del Terciario medio a superior, ya que suelos similares están cubiertos por las ignimbritas de la formación Fortaleza de edad Plio-Pleistocénica. En muchos lugares el límite inferior del suelo, bien definido, y gruesas capas de suelos son truncadas abruptamente, y al oeste a menores altitudes las rocas subyacentes afloran limpias. El suelo ha sido claramente removido en los bajíos de la zona central, esto probablemente ocurrió durante el comienzo de las condiciones de aridez, cuando la vegetación se extinguía y las lluvias torrenciales ocasionales causaron la erosión de las quebradas y barrieron con el suelo cuesta abajo. El suelo aún se preserva en algunos sectores de la franja SO debido posiblemente a las gradientes menores en esta región y también a la neblina, la que ha podido mantener el crecimiento de la vegetación, la misma que evitó una severa erosión del suelo. Actualmente la destrucción de la capa antigua de suelo que cubre las laderas, y el aluvión de los valles, continúa cada vez que llueve. Esto se observó durante la lluvia fuerte que cayó en la región por 44 horas entre el 15 y 16 de Enero de 1970 en que fueron barridas grandes áreas constituidas por limo y limo arenoso, en el valle del río Fortaleza que anteriormente habían sido cultivadas, quedando solamente grandes peñascos cuando el río disminuyó de caudal.

Actividades Humanas

Los asentamientos humanos están retringidos a los valles de los ríos Huarmey, Cotaparaco, Fortaleza y Purísima y a las zonas altas, principalmente, sobre los 2,600 m.s.n.m.,

en la esquina NE de la región. También se encuentran pequeños asentamientos en la quebrada Choque, al SE del cuadrángulo de Huayllapampa, así como cerca de la costa: en Gramadal y hacienda La Zorra.

En los valles de los ríos Huarmey, Cotaparaco, Fortaleza y Purísima, existen pequeños cultivos del maíz, caña de azúcar, naranja y papaya. En el valle del río Huarmey existen grandes cultivos, siendo Huarmey la población más grande y principal mercado de esta zona. Chasquitambo es el poblado principal en el valle del río Fortaleza.

Existen cuatro grandes poblados en la zona alta de la esquina NE de la región. Ellos son Huayllapampa, Tapacocha, Pararín y Llaclín; sus habitantes se dedican al cultivo de maíz y a la crianza de ganado caprino. Estas poblaciones sufren grandes sequías durante la mayor parte del año, alguna vez fueron prósperas y todas poseían una iglesia del siglo XVIII, habiendo sido la de Huayllapampa destruída completamente por el terremoto de 1962. Los asentamientos en toda la zona fueron destruídos y devastados en diversos grados por el terremoto de grado 7.7 (RICHTER), que ocurrió el 31 de Mayo de 1970. (PLAFKEN, et, al., 1971).

GEOMORFOLOGIA

La región se extiende desde la línea de costa hasta la parte occidental de la Cordillera Negra, que constituye el Flanco Occidental de los Andes, profundamente disectado. Como un todo el paisaje es de erosión, asociado con el levantamiento de los Andes, pero dentro de este terreno accidentado y agreste, existen remanentes de cinco escalones de bajo relieve los que pueden representar grandes etapas de tranquilidad en el levantamiento andino. Estos escalones corresponden a las superficies de erosión denominadas: Cochapampa, Shanán, Minas Pampa y Matacaballo, las que se desarrollaron en este orden, luego cortadas por la etapa de erosión Cañón.

SUPERFICIE DE EROSION COCHAPAMPA

La superficie Cochapampa es el elemento más antiguo en la geomorfología de la región. Consiste principalmente en una antiplanicie ondulada, con área de aproximadamente 60 km². Se le observa en el centro del cuadrángulo de Huayllapampa (Fig. 2 y 3), entre altitudes de 2,800 y 3,500 m.s.n.m. Las partes más altas de esta superficie son: el cerro Parahuapunta (3,562 m.), cerro Huampún (3,350 m.), cerro Llanqui (3,415 m.), cerro Cochapampa (3,377 m.), cerro Huampun (3,350 m.), y el cerro Llamoc Pampa (3,274 m.). Remanentes de esta superficie también pueden ser vistos en la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa, en el cerro Pila (3,785 m.), y en las cumbres del cerro Yanacocha (4,607 m.), cerca de la esquina SE del cuadrángulo de Huaraz, en el cerro Chicchicunca (4,450 m.), cerro Pacocancha (4,364 m.), y cerro Corcapunta (4,371 m.). También se le vé en la esquina SE del cuadrángulo de Huayllapampa donde forma una pequeña planicie en la cual se ubica el pueblo de Parapaco, entre altitudes de 2,800 y 3,100 m.s.n.m.

La superficie se inclina al SO, desde una altitud de 4,300 a 4,600 m.s.n.m., a partir de la esquina NE de la región. (Fig. 3 – sección 2). Las cumbres del cerro Bacu (1,500 m.) y Señal Canoas (1,477 m.), que son los puntos más altos en la cadena de cerros costaneros, yacen en una línea que es la proyección de esta superficie de erosión, inclinada y por lo tanto podrían ser también remanentes de la superficie Cochapampa.



La gradiente de esta superficie es de 1 en 20 y ésto implica que la parte NE de la región estuvo más levantada que la parte SO.

La superficie Cochapampa es posterior a la erupción de los volcánicos del Grupo Calipuy, así como a la inclinación hacia el este de sus capas y anterior a la formación Fortaleza. Es probablemente parte de la Superficie Puna (McLAUGHLIN, 1924) ampliamente desarrollada en la sierra del Perú a la que se le considera en edad, como del Mioceno a Plioceno temprano (BELLIDO, 1969). Es posterior a la intrusión del batolito de la Cordillera Blanca (WILSON, REYES y GARAYAR, 1967) cuya edad por K/Ar indica 3 a 12 MA, (STEWART, EVERNDEN y SNELLING, 1974). Estas edades contradicen a la evidencia estratigráfica pero Stewart y otros consideran que pueden reflejar pérdida de argón, dando por lo tanto edades demasiado jóvenes y sugieren que la Cordillera Blanca puede ser del Mioceno o más antigua.

SUPERFICIE DE EROSION SHANAN

La superficie de erosión Shanán, se preserva en la parte alta de la quebrada Shanán, sobre un área de 20 km², en la vecindad de los cerros Totorá y Ratonera (Figs. 2 y 3). Se encuentra entre altitudes de 1,700 a 2,200 m.s.n.m. y está limitada, al este por una escarpa que se levanta bruscamente hacia la superficie de Cochapampa. La quebrada Shanán ha cortado un profundo cañón en la escarpa entre altitudes de 2,000 a 2,200 m.s.n.m.

La superficie Shanán está limitada al Oeste por una escarpa empinada con altitudes de 1,200 y 1,800 m.s.n.m. a través de la cual la quebrada Shanán ha labrado su lecho formando una serie de caídas que se observan entre 1,750 y 1,450 m.s.n.m.

SUPERFICIE DE EROSION MINAS PAMPA

La superficie Minas Pampa es una franja de bajo relieve, moderadamente disectada y paralela a la línea de costa, que se extiende entre 15 y 20 km tierra adentro (Fig. 2 y 3). Se le encuentra principalmente entre altitudes de 600 a 700 m.s.n.m., excepto al norte, donde tiene un declive hacia el río Huarmey, que se halla entre 300 y 600 m.s.n.m. Se preserva mejor en el área del cerro El Huaco, al noroeste de Huaricanga, entre el río Fortaleza y la quebrada Contaderas, al norte también se preserva en el cerro Negro Huanusga y en la planicie aluvial Minas Pampa formada en una ligera depresión sobre esta superficie. Entre las quebradas de Shanán y Murpa la superficie Minas Pampa se encuentra entre 800 y 1,000 m.s.n.m., entre la quebrada Pararín y el Río Seco-Calli a 600 a 800 m.s.n.m.

La amplia planicie de Lampi Rampa, cerca de la unión del Río Seco Calli con la quebrada Carricillo, es una depresión tipo cuenca formada en la superficie Minas Pampa. Al norte, el amplio sistema de valles de la quebrada Gargar, entre altitudes de 300 – 600 m.s.n.m., así como el de la quebrada Mansemiche, a altitudes de 200 – 400 m.s.n.m. son depresiones similares, labrase en la superficie Minas Pampa la misma que, en el río Huarmey, tiene un declive hacia el norte. La superficie Minas Pampa se desarrolló, hacia el lado oeste del Batolito Costanero, como una planicie longitudinal, paralela a la línea de costa y a la Cordillera de los Andes; limita al oeste con una cadena de cerros (Figs. 2 y 3) que se levantan hasta altitudes de 1,500 m.s.n.m. Esta cadena, igualmente paralela a la línea de costa, incluye a los cerros Lupín, Bacu, Puca Punta, Baúl, Breas, Punta de Aguja, Cascajal y Mansemiche, los cuales han sido formados debido a que los volcánicos del Grupo Casma, relativamente de grano fino, son más resistentes a la erosión e intemperismo que las granodioritas, granitos y tonalitas del Batolito Costanero.

SUPERFICIE DE EROSION MATA CABALLO

La superficie Mataballo es una franja de bajo relieve, con disección moderada, paralela a la línea de costa. Se extiende desde el litoral, hasta 10 km tierra adentro, don altitudes generalmente de 50 a 200 m.s.n.m. (Fig. 2 y 3). Limita al NE con la cadena de cerros que conforman el límite SO de la superficie Minas Pampa, terminando hacia el SO, abruptamente contra la línea de costa donde, en algunos lugares, forma acantilados hasta de 100 m. de altura, originados a lo largo de fallas tal como ocurre entre Punta Los Callejones y las Minas Desamparados.

La superficie Mataballo se preserva mejor al sur de Huarmey, entre el litoral y la carretera Panamericana y se extiende hasta la pampa Mataballo, donde presenta altitudes comprendidas entre los 20 y 200 m.s.n.m. Al sur termina contra las colinas del cerro Boquerón y del cerro Playa Grande que se proyectan por encima.

Entre los 100 y 300 m.s...n.m., se le encuentra en un estado de mayor erosión, tal como se ve en los cerros: Infiernillo, Los Médanos y Gramadal, ubicados entre la hacienda La Zorra y la localidad de Gramadal. Esta superficie se preserva mejor al sur, entre los 50 y 200 m.s.n.m. y a la altura de Punta Colorada Grande, extendiéndose hasta el límite con el cuadrángulo de Barranca.

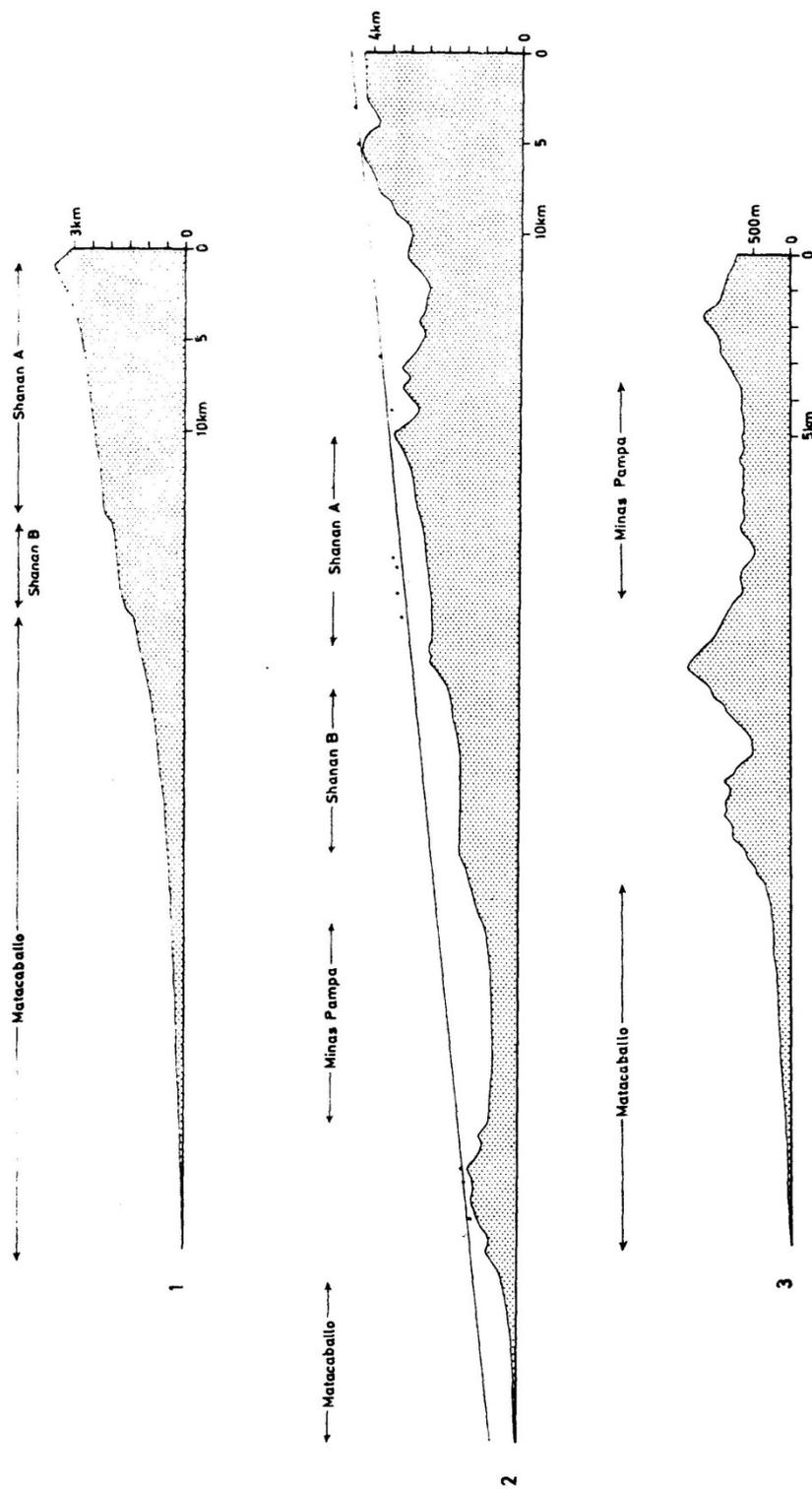


Fig. 3.- Perfiles topográficos a lo largo de la Qda. Shanán de las líneas 2 y 3 mostradas en la fig. 2, donde se observa las superficies de erosión Matabalho, Minas Pampa, Shanán A y Shanán B. La línea sobre el perfil 2 muestra la pendiente de la superficie Cochapampa fuertemente erosionada, marcada por las cimas mostradas con los puntos que de izquierda a derecha corresponden a los siguientes sectores : cerro Canoas, Señal Canoas, cerro Bacu, Señal Llamoc Pampa, cerro Huampun, Señal cerro Cochapampa, cerro Tupac, cerro Quisur Punta, cerro Pila, Señal Cochapunta, cerro Pacocancha y cerro Chichicunca, proyectados sobre esta línea, a lo largo de senderos paralelos a la línea costera.

Al sur de Huarney la superficie Matacaballo infrayace a depósitos de conglomerados entre altitudes de 40 a 100 m.s.n.m., de igual manera en la vecindad del cerro Cuevas y del km 245 de la carretera Panamericana a altitudes de 50 m.s.n.m. Este conglomerado de Huarney, que se describe después de tratar los depósitos aluviales, se correlaciona con el conglomerado de Chasquitambo que es más antiguo que las ignimbritas de la formación Fortaleza.

ETAPA DE EROSION CAÑÓN

La etapa de erosión “Cañón” está marcada por la disección de valles en las superficies Matacaballo y Minas Pampa, teniendo su mayor profundidad en el sector NE. Representa el último gran episodio de erosión, el mismo que continúa en el presente, aunque con menor intensidad. Esto puede verse en el valle del río Fortaleza a la altura de Mogote (1,700 m.), donde el río está cortando solamente a la roca base. Más abajo de Mogote el valle ha sido parcialmente rellenado con aluvión presentando un fondo plano en vez de un perfil en V. Esto puede ser causado ya sea por una disminución en la velocidad de levantamiento o por disminuciones en el volumen y rapidez del flujo de agua o por una combinación de ambas.

La etapa Cañón es posterior a la formación Fortaleza. Los ríos Marca y Fortaleza se han profundizado por lo menos 700 m., a través de las ignimbritas, en el extremo este del cuadrángulo de Huayllapampa entre Mogote y el cerro del mismo nombre. Esta etapa erosiva es prominente en todos los Andes y fue descrita por primera vez por McLAUGHLIN (1924). Ha sido descrita en las zonas adyacentes por COBBING y GARAYAR (1973) y por WILSON y otros (1967).

GLACIACION PLEISTOCENICA

Ningún signo claro de glaciación pudo reconocerse en los cuadrángulos de Huarney y Huayllapampa, pero existen evidencias a unos cuantos kilómetros al norte de la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa. La laguna Huanchoc (4,200 m.s.n.m.), que se halla al NE de Tapacocha, es de origen glacial y en sus alrededores pueden verse superficies rocosas glaciadas entre altitudes de 4,300 y 4,500 m.d.n.m. tal como ocurren en el cerro Campana Cuyto. A pocos kilómetros al NE hay algunas lagunas glaciales más grandes, como la laguna Yanacocha (4,300 m.s.n.m.). Estas lagunas indican que la glaciación ocurrida se extendió, por lo menos hasta 4,200 m.s.n.m. y por lo tanto la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa que está sobre esta altitud fue también probablemente glaciada.

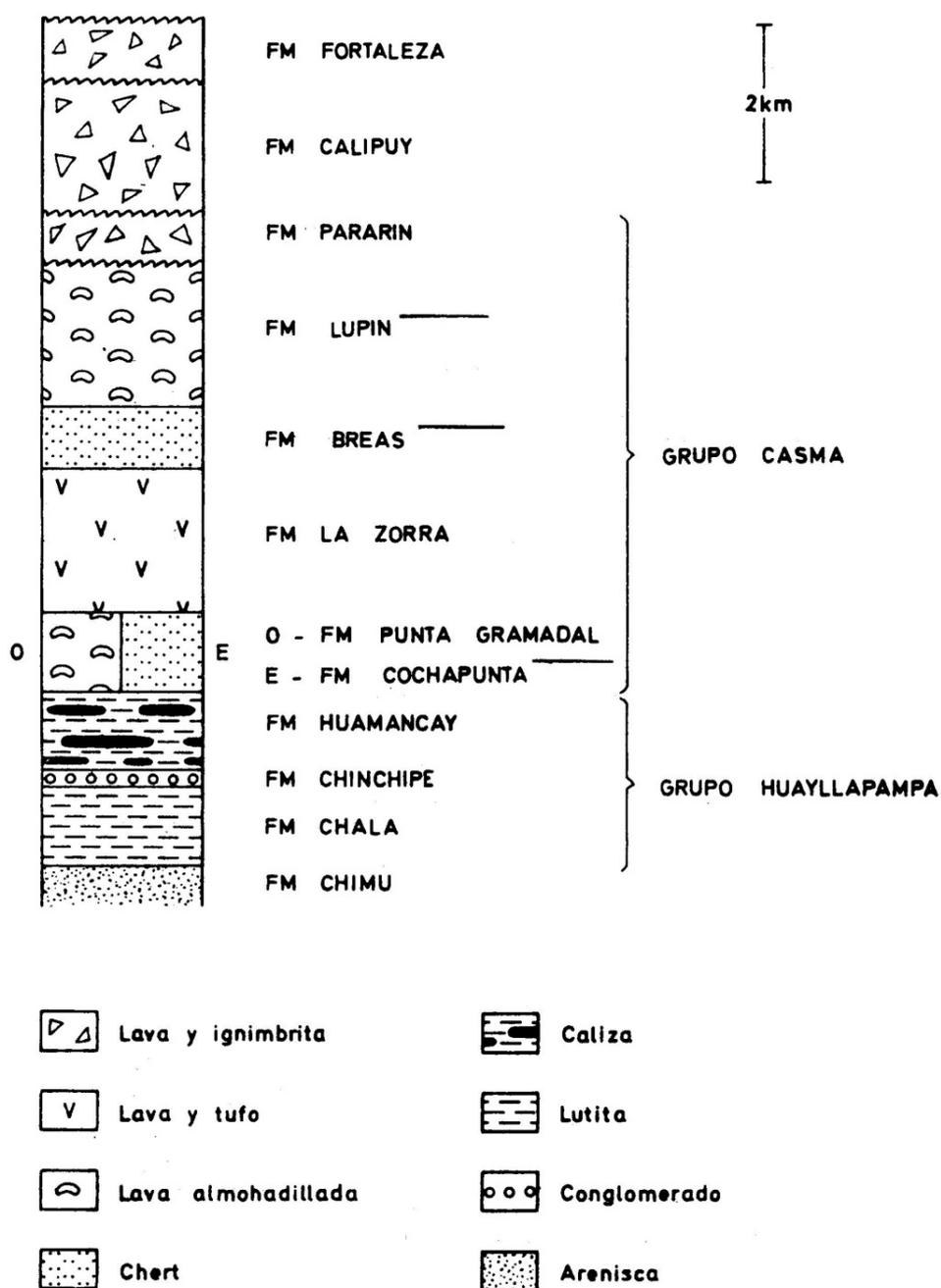


Fig. 4.- Columna estratigráfica simplificada de los cuadrángulos de Huarney y Huayllapampa.

ESTRATIGRAFIA

La edad de las rocas volcánicas y sedimentarias de la región, está comprendida entre principios del Cretáceo y fines del Terciario. Las relaciones de las unidades principales se muestran en la columna estratigráfica simplificada (Fig. 4).

La sección esquemática (Fig. 5) muestra las relaciones de los Grupos Casma y Huayllapampa con las facies cretáceas miogeosinclinales de los Andes.

En la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa un paquete compuesto de lutitas y en menor cantidad de calizas y conglomerados, yace en conformidad sobre la cuarcita de la formación Chimú. Estas rocas representan la interestratificación de las facies miogeosinclinal y eugeosinclinal de la Cuenca Occidental Peruana. Aquí se les denomina Grupo Huayllapampa, e infrayacen hacia el oeste, concordantemente a los volcánicos del Grupo Casma. Los volcánicos Casma, denominados así por TROTTEREAU y ORTIZ (1963) y también descritos por COSSIO (1964), COSSIO y JAEN (1967) y COBBING y GARAYAR (1973), han sido elevados a la categoría de GRUPO CASMA por J. MYERS, 1974.

La formación Chimú y el Grupo Huayllapampa fueron plegados junto con el Grupo Casma y en el extremo NE cerca de Tapacocha, fueron cubiertos con marcada discordancia, por los volcánicos del Grupo Calipuy. Las rocas más jóvenes de la región, están constituidas por las ignimbritas de la formación Fortaleza depositadas en la parte alta del valle del río Fortaleza, las cuales son posteriores a una gran erosión que afectó a los volcánicos Calipuy.

GRUPO GOYLLARISQUIZGA

Formación Chimú

Ortocuarcitas blancas de grano medio ocupan un área muy pequeña en la esquina nororiental del cuadrángulo de Huayllapampa. Estas se presentan en capas típicas de 0.10 a 5.00 m., con un grosor de aprox. 200 m., debido a que están cubiertas en disconformidad,

por los volcánicos Calipuy. Estas cuarcitas son litológicamente similares a las de la formación Chimú, (BENAVIDES, 1956), considerada por WILSON (1963) dentro del Valanginiano.

GRUPO HUAYLLAPAMPA

El grupo Huayllapampa consiste en 2,400 m. de rocas sedimentarias, con algunos horizontes volcánicos y constituyen facies transicionales entre los sedimentos miogeosinclinales poco potentes al este, y las rocas eugeosinclinales con predominio de material volcánico de mayor potencia al oeste.

Tres secciones estratigráficas del Grupo Huayllapampa se muestran en la Fig. 6 para ilustrar las relaciones de los principales tipos de rocas y los cambios laterales de facies dentro de las formaciones Chinchipe y Huamancay.

Formación Chala

La formación Chala es una secuencia monótona de lutitas grises de 1,200 m. de espesor que afloran al este de Tapacocha; donde la base de esta formación es transicional con el tope de la formación Chimú; las lutitas están intercaladas con lutitas calcáreas que aumentan hacia su tope. La base de la formación Chala se considera donde la lutita predomina sobre la cuarcita. A través de la mayor parte de la Formación, las lutitas son uniformes, la estratificación no es muy marcada y las rocas tienen un marcado clivaje y pizarroso. En algunos lugares fueron observados fragmentos de plantas y de gasterópodos (Apéndice No. 1: Localidades fosilíferas 1 y 2).

Formación Chinchipe

La formación Chinchipe está constituida por varias capas delgadas de conglomerados blancos, lutitas rojas y lutitas arenosas que totalizan: 200 m. de grosor. Tiene un contacto transicional con las lutitas grises de la formación Chala que gradan, hacia arriba a lutitas rojas con presencia, además de lutitas arenosas. El conglomerado consiste en rodados de ortocuarcita blanca dentro de una matriz friable de arenisca cuarzosa blanca, con fragmentos de lutita. Al SE de Tapacocha, una capa de tufo masivo, de color blanco y grano fino ocurre entre capas de lutita roja y de conglomerado (Fig. 6, sección b). Hacia el SE el tufo aumenta en grosor y las lutitas son gradualmente reemplazadas por un chert verde (Fig. 6, sección c).

Formación Huamancay

La formación Huamancay consiste en 1,000 m. de lutita gris, pizarra, lodolita pardo-rojiza, tufo en capas delgadas y discontinuas y nódulos de caliza conchífera. En Tapacocha y hacia el oeste (Fig. 6, sección a), la lutita gris y las pizarras son dominantes y contienen capas delgadas y nódulos de caliza conchífera con numerosos moldes de *Exogira* sp., constituyendo bancos conchíferos (Apéndice N° 1: Localidades fosilíferas 3, 4, 5 y 7). La lutita y la pizarra contienen ammonites fuertemente deformados Parahoplites, lamelibranquios y gasterópodos. La fauna incluye *Ludbrookia* Calditidae, que es un género más comúnmente visto en rocas del Cretáceo inferior (Apéndice N° 1: Localidad fosilífera 6).

Al SO de Tapacocha, las lutitas grises y las pizarras con reemplazadas por crecientes cantidades de lodolitas pardo rojizas, pero siempre con la presencia de capas y nódulos de caliza conchífera (Fig. 6, sección b). Tres capas de siderita, cada una de hasta 10 m. de espesor, ocurren dentro de los tufos y de las lodolitas superiores de la formación Huamancay, las mismas que pueden ser vistas en el camino principal que existe en el margen norte del valle Huayllapampa, justo sobre el pueblo de Huamancay. Más allá, al SE, las lodolitas contienen cantidades crecientes de material volcánico y chert (Fig. 6, sección c). En el cerro Pacar, al SE de Huamancay, la secuencia consiste en tufos verde-amarillentos, intercalados con flujos de lava vesicular y porfirítica, además de caliza gris conchífera, caliza negra finamente estratificada, con nódulos de chert, y ortocuarcita blanca.

Edad, correlación y ambiente de deposición del Grupo Huayllapampa.-Las rocas del Grupo Huayllapampa han sido fuertemente deformadas a lo largo de la franja plegada de Tapacocha y por lo tanto el grosor actual de 2,400 m. no es el original. Muchas de las lutitas presentan un marcado clivaje pizarroso, siendo en algunos lugares verdaderas pizarras. Su correlación con las formaciones cretáceas miogeosinclinales de los altos Andes se ilustra en forma sumaria, en la Fig. 7. La formación Chala carece de caliza y puede presentar una facies eugeosinclinal más potente de las formaciones Santa-Carhuaz juntas. Infrayace a lutitas y lodolitas similares a las que ocurren en el tope de la formación Carhuaz. La presencia de fragmentos de plantas sugiere que la formación representa una extensión de aguas más profundas y una mayor rapidez de subsidencia del ambiente costero deltaico que caracteriza a la formación Carhuaz, propuesto por WILSON (1963).

Las cuarcitas y conglomerados suprayacentes que corresponden a la formación Chinchipe, son similares a los de la formación FARRAT (WILSON, 1964) y sugieren un avance temporal, hacia el oeste, de esta facie miogeosinclinal, de agua poco profunda. Las gruesas lutitas y lodolitas suprayacentes, de la formación Huamancay, contienen bandas delgadas de caliza conchífera y probablemente representan una facie eugeosinclinal, de agua más profunda, de las formaciones miogeosinclinales Pariahuanca y Chúlec, con un mar tranquilo, suficientemente somero y propicio para el desarrollo de los bancos de *Exogira*. La

ausencia de material clástico terrígeno de las formaciones Chala y Huamancay, sugiere que el territorio adyacente al este, era maduro y llano, tal vez atravesado por ríos poco torrentosos. La lutita roja y el conglomerado trabajado de la formación Chinchipe pueden indicar aguas someras, debido posiblemente a regresiones marinas temporales.

COBBING (comunicación personal) considera que la totalidad del Grupo Huayllapampa puede representar una gruesa secuencia de la formación Carhuaz. Si éste fuera el caso, las tres formaciones descritas se tomarían en tres miembros de una facie excepcionalmente potente de la formación Carhuaz. Cualquiera que sea la correlación exacta, el Grupo Huayllapampa representa la facie transicional entre los delgados sedimentos miogeosinclinales de los altos Andes y los potentes volcánicos Casma de la franja eugeosinclinal de la región costera. Los sedimentos del Grupo Huayllapampa fueron depositados en el margen occidental de la Cuenca Occidental Peruana la cual estaba hundiéndose más rápidamente que la parte oriental, miogeosinclinal, de la cuenca. Ellos fueron eventualmente transgredidos por rocas volcánicas cuando los volcánicos Casma avanzaron hacia el este. La primera señal de vulcanismo del Grupo Huayllapampa es el tufo de grano fino de la formación Chinchipe, más potente al sur y que desaparece al norte. Similarmente, el cambio de facies, a lo largo del rumbo dentro de la formación Huamancay, de lutitas y calizas en el norte a volcánicos y calizas en el sur, indica que el vulcanismo ocurrió primero en la parte sur de la región antes de llegar al norte, es decir, a Tapacocha.

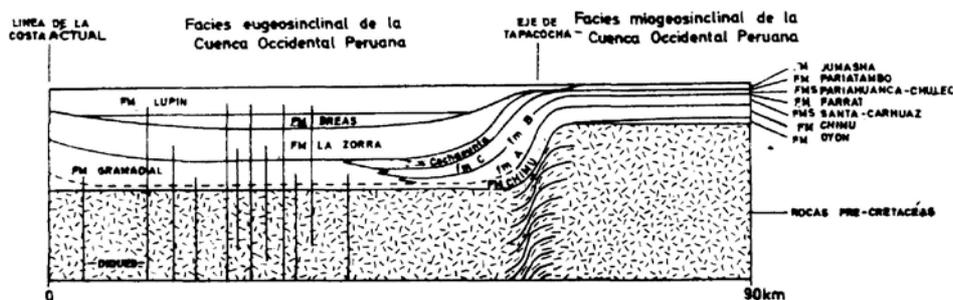


Fig. 5.- Sección que muestra las relaciones estratigráficas de los grupos Huayllapampa y Casma con las formaciones cretáceas miogeosinclinales (WILSON, 1963). La escala vertical es dos veces mayor que la escala horizontal donde A, B y C, representan a las formaciones Chala, Chinchipe y Huamancay, respectivamente.

GRUPO CASMA

El Grupo Casma consiste en derrames de andesita, dacita, riolita y piroclásticos, que totalizan 6,600 m. de grosor. Las unidades inferiores son marinas y seguidas, hacia arriba y hacia al este por cantidades crecientes de volcánicos subaéreos. La estratigrafía principal se muestra en las Figs. 4 y 7, que muestran la litología y su relación con el Grupo Huayllapampa y con la facie miogeosinclinal de los altos Andes.

El afloramiento del Grupo Casma está interrumpido por el complejo intrusivo del Batolito Costanero. En el área al oeste del batolito, este grupo se divide en cuatro formaciones (Fig. 7, sección a), que de abajo hacia arriba son las siguientes :

1. Formación Punta Gramadal, consistente en lavas andesíticas almohadilladas y tufo calcáreo;
2. Formación La Zorra constituida de tufo, ignimbrita y flujos de lava;
3. Formación Breas, que contiene chert, marga silícea, arenisca de grano fino, caliza y arenisca calcárea y;
4. Formación Lupín, representada por lavas almohadilladas, brechas de lavas y tufo andesítico marino. En esta región, la base de la formación Punta Gramadal, que es la unidad más inferior del Grupo Casma, no es visible.

Las tres formaciones superiores ocurren de nuevo en el lado oriental del batolito (Fig. 7, sección b). En esa región (Fig. 7, sección c), la formación La Zorra suprayace a una secuencia de tufo silicificado con chert denominada formación Cochapunta, que conforma la base del Grupo Casma. Esta última unidad tiene un contacto concordante y transicional con la formación Huamancay del Grupo Huayllapampa infrayacente.

Se considera que la formación Cochapunta es contemporánea, con parte de la formación Punta Gramadal, ya que ambas infrayacen a la formación La Zorra (Fig. 4).

Formación Cochapunta

La formación Cochapunta aflora en la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa y consiste de 1,000 m. de chert verde oscuro y tufo. Yace, en conformidad, sobre la formación Huamancay, del Grupo Huayllapampa, en el tope de la cual se encuentran intercalaciones de chert y tufo con lutitas. La base de la formación Cochapunta se considera donde el chert y el tufo se tornan dominantes sobre las lutitas y las lodolitas. En el cerro Pcar, ubicado al NO de la parte baja del valle del río marca aflora una unidad vesicular potente de riolita profirítica brechada de color verde, la misma que se encuentra en la base de la formación e inmediatamente encima de cherts verdes y cherts calcáreos finamente bandeados.

La mayor parte de la formación consiste de chert y tufo uniforme, finamente estratificado y de color verde a gris. En algunos sitios, como por ejemplo cerca al camino principal, al oeste de Tapacocha, en el distrito de Pampachacra, se puede ver estratificación cruzada en pequeña escala y otras estructuras tal como pseudo nódulos.

En la parte baja del valle del río Marca, en el lado NO, el chert verde, de estratificación fina, infrayace tanto en los tufos verdes de grano fino como al conglomerado. Este último a su vez infrayace a una secuencia de lavas vesiculares, negras, finamente bandeadas, intercaladas con capas delgadas de chert verde. Hacia arriba existe una unidad potente de

riolita porfirítica y chert, con débil bandeamiento, que intemperiza a un color blanco y que representa el tope de la formación, en este lugar. En el lado SE del mismo valle, la mayor parte de la Formación ocnsiste en chert verde, finamente bandeado y fuertemente deformado, el cual infrayace a un flujo riolítico brechado. Hacia arriba se observa una capa delgada de tufo y luego un flujo riolítico delgado. El flujo incorpora fragmentos del tufo mencionado, en su parte baja, y es cubierta por otro tufo potente compuesto de fragmentos de cristal y vidrio y luego por un tufo vesicular, finamente estratificado, que conforma el miembro superior de la formación.

Al norte, en la parte baja del valle Huayllapampa, el cuerpo principal de chert y tufo verde, finamente estratificado, infrayace a una unidad de chert blanco, intercalado con capas de chert verde. Sobre éste yace un chert finamente bandeado que infrayace, en conformidad, a un flujo de lava porfirítica y vesicular de andesita, que es la unidad inferior de la formación La Zorra. El tope de la formación Cochapunta, se considera donde el chert dejó de ser predominante sobre las lavas y los piroclásticos. A través de su afloramiento la formación Cochapunta ha sido fuertemente deformada en la franja plegada de Tapacocha donde las rocas generalmente poseen un clivaje pizarroso y han sido metamorfizadas a esquistos verdes.

Edad y correlación .- No se encontraron fósiles en la formación Cochapunta pero, en vista de que ésta pasa gradacionalmente hacia la formación La Zorra, al igual que la formación Punta Gramadal, en la costa, se le considera un equivalente oriental de, por lo menos, la parte superior de la formación Punta Gramadal.

Ambiente de Deposición .- La formación Cochapunta consiste mayormente en chert y tufos ácidos a intermedios que fueron depositados en ambiente marino, al oeste del eje Tapacocha, el cual estaba permitiendo la subsidencia del lado occidental con respecto a su lado oriental. Las condiciones de deposición fueron de relativa tranquilidad con interrupciones esporádicas ocasionadas por derrames de andesita y riolita así como por erupciones explosivas de riolita y tufo.

Fig N°7

El mar pudo haber sido relativamente somero tal como se deduce por la presencia de tufos no bien clasificados y por las estructuras de corrientes. La ausencia material de clástico terrígeno sugiere que la tierra firme, al este probablemente estaba lejos y tenía una topografía suave.

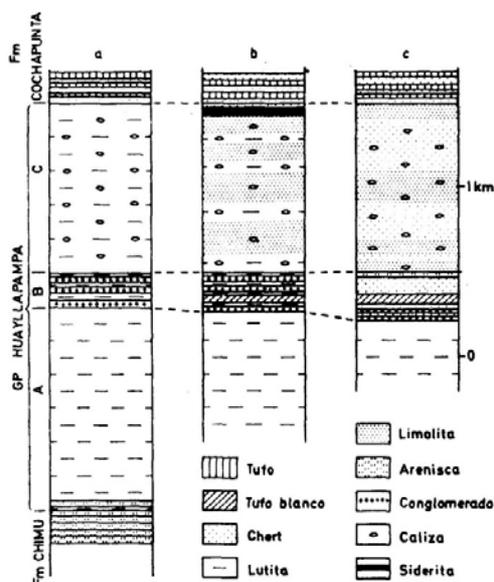


Fig. 6.- Secciones estratigráficas del Grupo Huayllapampa a lo largo del eje de Tapacocha : (a) A través de Tapacocha (b) A través de Huayllapampa y (c) En la longitud 77°30' Oeste. A, B y C representan a las formaciones Chala, Chinchipe y Huamancay, respectivamente.

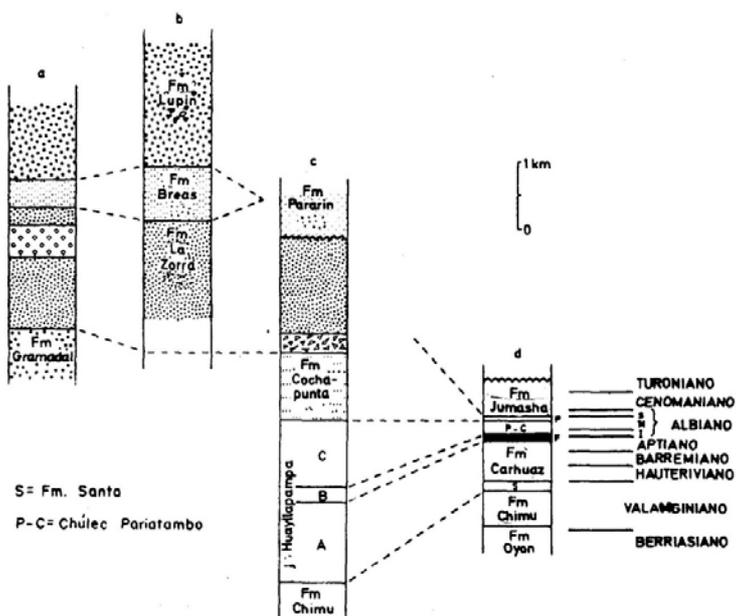


Fig. 7.- Correlación de secciones estratigráficas observadas en : (a) Sector occidental (b) Sector central (c) Sector oriental correspondiente a la sucesión de la facies eu-geosinclinal en los cuadrángulos de Huarney y Huayllapampa. En (d) se observa la sucesión miogeosinclinal de la sierra (WILSON 1963), donde S = Fm. Santa, F = Fm. Farrat, P-C = Fms. Parianca - Chúlec y P = Fm. Pariatambo. A, B y C representan a las formaciones Chala, Chinchipe y Huamancay, respectivamente.

Formación Punta Gramadal

La formación Punta Gramadal aflora a lo largo de la costa entre Punta Tiro Alto y las Minas Desamparados. Ella consiste de 600 m. de lavas almohadilladas intercaladas con tufo, grauvaca tufácea y tufo calcáreo bituminoso; la base de la formación no aflora en ningún sector dentro del área de estudio.

Las partes inferiores de la formación consisten en lavas almohadilladas que presentan márgenes de grano fino y, parcialmente vesículas pequeñas que se concentran debajo de la superficie superior de las almohadillas. En zonas poco alteradas, las lavas están compuestas de cristales de andesina, con hornblenda verde en los intersticios y con algo de ilmenita y cuarzo. Cuando los derrames almohadillados se encuentran alterados, la plagioclasa es reemplazada por sericita y la hornblenda por clorita, observándose es fena en los bordes de la ilmenita. El porcentaje de vesículas de estas lavas es generalmente pequeño y no se encuentran en la parte occidental de la formación. Cuando existen amígdalas, éstas normalmente contienen cuarzo y calcita.

La parte superior de la formación está bien expuesta en los acantilados marinos de Punta Gramadal, Punta Tiro Alto y Caleta de Lobos; también puede verse en los cortes de la carretera Panamericana, cerca al km. 240. En los acantilados costeros, las lavas almohadilladas están intercaladas con tufos y se hallan cortadas por diques y sills de microdiorita que intruyeron antes que los volcánicos se consolidaran; algunas de las intrusiones disturbaron a los volcánicos, aún inconsolidados.

Capas delgadas de tufo calcáreo y bituminoso se encuentran intercaladas con tufos de grano grueso y con lavas almohadilladas. Muchas han perdido el calcio por lixiviación y contienen siderita, tomando un color rosado. Estas capas contienen paquetes con abundantes ammonites, así como moldes externos de los mismos y otros restos fosilíferos. (Ver apéndice N° 1; Localidades fosilíferas Nos. 8, 9 y 10). Estas capas fosilíferas se encuentran en Punta Gramadal y en numerosos lugares de la parte alta de la formación Punta Gramadal, entre la playa Caleta de Lobos y el kilómetro 239 de la carretera Panamericana Norte así como en la costa en las minas Desamparados, que se encuentra mucho más al norte.

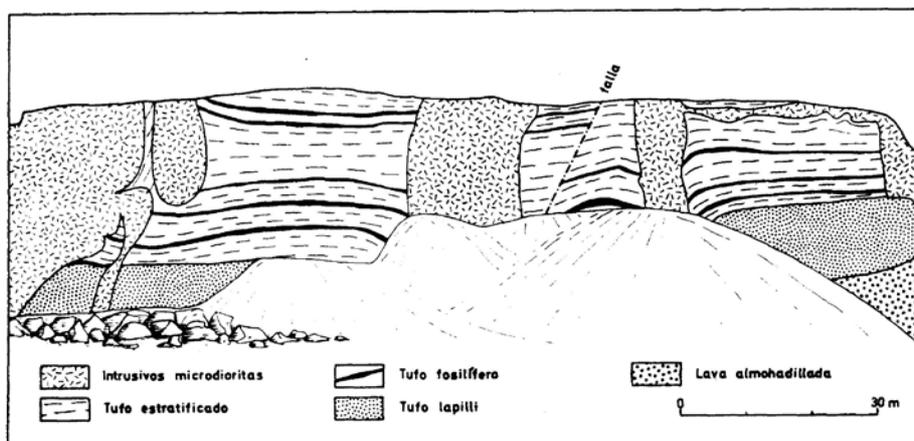


Fig. 7a.- Una sección vertical del tope de la formación Punta Gramadal, vista en el acantilado del mismo nombre.

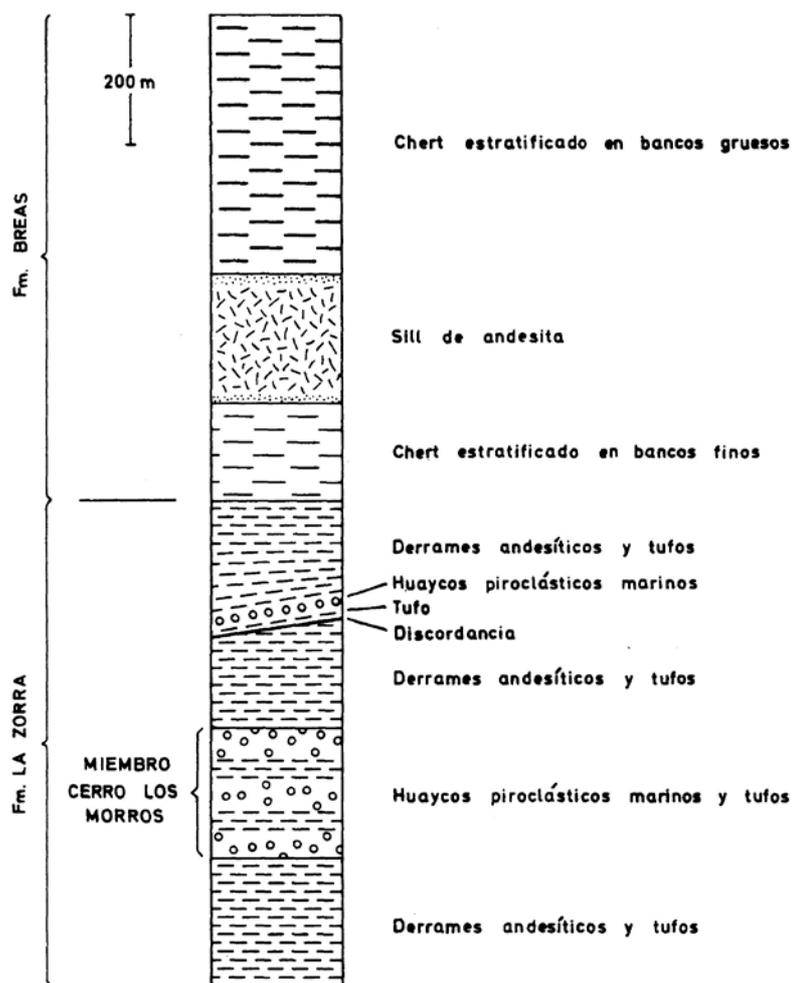


Fig. 7b.- Sección estratigráfica en la Qda. Gramadal desde la carretera Panamericana, al sur del villorio Gramadal, hasta el Batolito Costanero, que se encuentra hacia el nor este.

Los ammonites incluyen : Historoceras Orbygny (SPATH)
Oxytropidoceras carbonarium (GABB)
Oxytropidoceras peruvianum (VON BUCH)
Venezoliceras sp.
Hamitidae

Unos cuantos géneros de lamelibranquios y una variedad de peces y “aptychi” también se hallan con los ammonites. Aunque la mayoría de las capas yacen horizontalmente, los fósiles fueron deformados durante la deformación regional del área, habiendo sufrido un acortamiento del 20% en el (descrito más abajo, en Geología Estructural).

En Punta Tiro Alto, unidades de lava almonadillada con espesores inferiores a los 30 m. se intercalan con delgadas capas de tufo estratificado y tufo fosilífero. La mayor parte del calcio del tufo fosilífero ha sido lixiviado y la calcita ha sido reemplazada por siderita. Esta secuencia infrayace a una unidad masiva de lavas almohadilladas de 30 m. de grosor y a flujos potentes de lava andesítica con disyunción columnar.

Edad y correlación.- La presencia del Oxytropidoceras carbonarium en la parte alta de la formación Punta Gramadal, que en el Perú es un fósil de los niveles superiores del Albiano medio (BENAVIDES, 1956), y de la especie Historoceras Orbygny perteneciente a la zona comprendida entre la parte superior del Albiano medio y la parte inferior del Albiano superior, indican que por lo menos esta parte de la formación es equivalente, en edad, a la formación Pariatambo de los Andes centrales y septentrionales del Perú (McLAUGHLIN, 1924; BENAVIDES, 1956) así como a parte de la formación Muerto del NO peruano (FISCHER, 1956) y a parte de la formación Chonta del oriente peruano (KUMMEL, 1948).

Ambiente de Deposición .- Los fósiles indican que la formación Punta Gramadal se acumuló bajo condiciones submarinas. MOORE (1965) y JONES (1969) han demostrado una relación entre el contenido vesicular de las lavas en almohadilla y la profundidad de erupción. Si esta relación es aplicable a la formación Punta Gramadal, entonces la ausencia de vesículas o el tamaño pequeño de las que existen sugieren que la lava fue erupcionada en agua profunda, del orden de hasta los 2 km., de profundidad. El aumento de la cantidad de tufo depositado en agua y de aglomerado, en la parte alta de la formación, puede indicar que por la acumulación de escombros volcánicos o por el decrecimiento de la rapidez de subsidencia del fondo marino, las erupciones se produjeron, cada vez a menor profundidad.

La parte superior de la formación Punta Gramadal es equivalente, en edad, a la formación Cochapunta y esto sugiere que las erupciones volcánicas principales, en los tiempos albianos, ocurrieron en la parte occidental del área, aún lejos de tierra firme, como lo muestra la carencia de material clástico terrígeno y donde la profundidad marina disminuía hacia el este. Gran parte del material tufáceo de la formación Cochapunta pudo haber sido

transportado por aire y agua desde erupciones volcánicas ocurridas en la zona de acumulación de la formación Punta Gramadal, que se encuentra en la parte occidental.

Formación La Zorra

Esta formación aflora en áreas extensas a ambos lados del Batolito de la Costa. Consiste hasta de 1,800 m. de flujos y sills de andesita, ignimbrítica dacítica, tufos, aglomerados y flujos piroclásticos submarinos. Dentro de la formación existen cuatro unidades predominantes de piroclásticos gruesos que han sido mapeados y clasificados como miembros, los mismos que se presentan en forma lenticular.

Al oeste del Batolito la formación La Zorra yace, en conformidad sobre la formación Punta Gramadal. En este lado los tufos se intercalan con lavas almonadilladas de la parte alta de la formación Punta Gramadal observándose la base de la formación La Zorra sobre una capa de lava emplazada en el tope de la primera unidad. Al este del batolito, la formación La Zorra yace igualmente en conformidad, sobre la formación Cochapunta. En este sector los tufos se intercalan con cherts en la parte más alta de la formación Cochapunta y la base de la formación La Zorra se ubica donde los tufos se tornan dominantes sobre el chert. Las rocas más abundantes de la formación La Zorra son lavas andesíticas que generalmente tienen un espesor menor de 10 m. y muestran juntas columnares bien desarrolladas. Muchos flujos presentan brechas en la base y tienen vesículas en las porciones superiores. Típicamente los flujos son porfiríticos y hialopilíticos, con fenocristales de andesina no zoneada de hasta 2.5 mm. de longitud y, en menor cantidad, clinopiroxeno maclado, color verde pálido.

Los fenocristales se encuentran dentro de una matriz de textura traquítica, holocristalina, compuesta de cristales de andesina, clinopiroxeno maclado, color verde pálido, hornblenda verde a ilmenita, observándose menores cantidades de cuarzo en los intersticios. Muchos flujos han sido palagonitizados y la matriz alterada a clorita y clonozoisita apareciendo restos de calcita y algo de epidota. Algunas lavas son vidriosas, con bandeamiento de flujo, el cual en muchos casos ha sido irregularmente contorsionado.

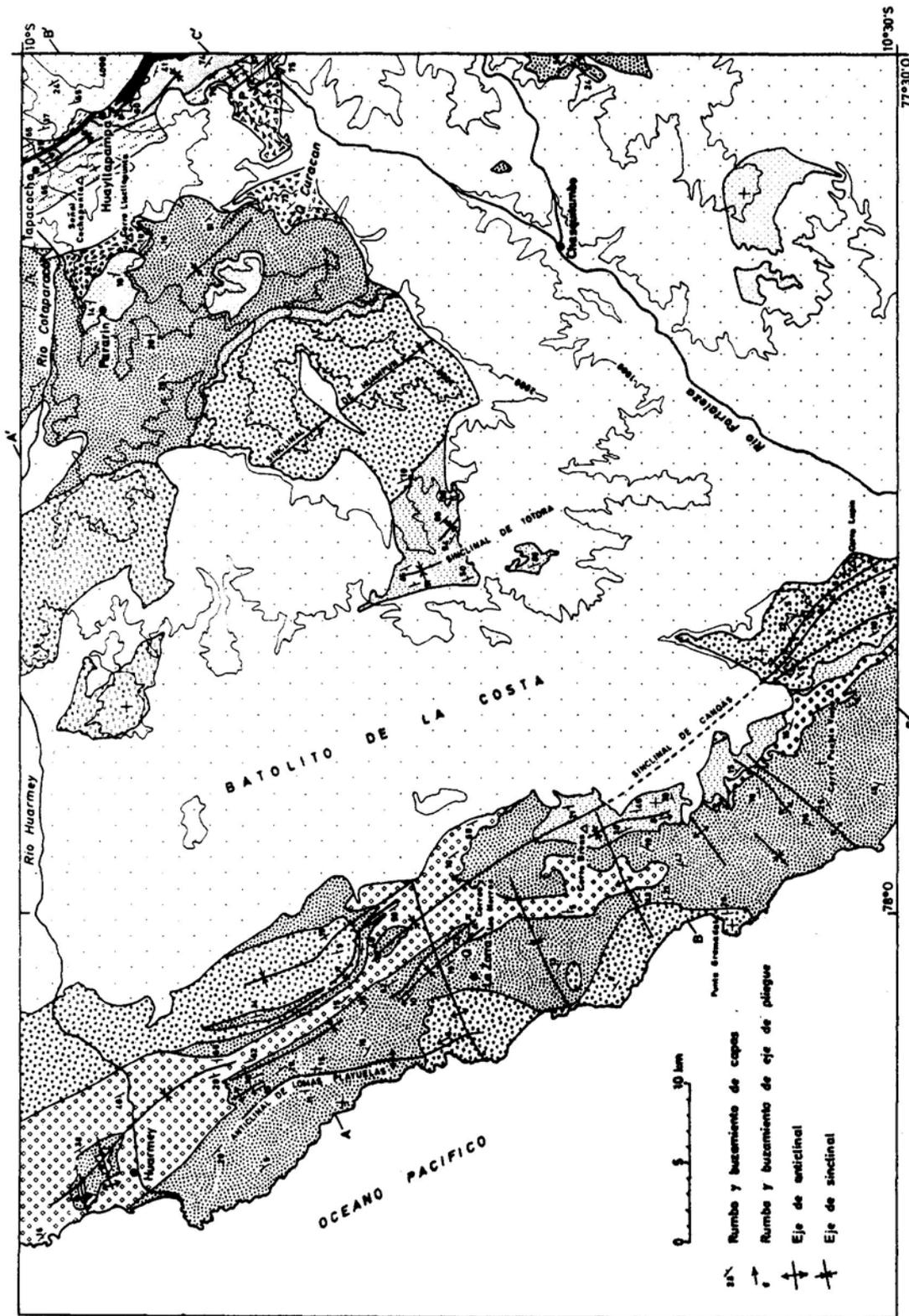


Fig. 8a.- Mapa de distribución y estructuras de los grupos Huayllapampa, Casma y Calipuy.

Las vesículas están generalmente rellenas con cuarzo, calcita, clorita y epidota. En muchos lugares las vesículas son abundantes y están orientadas de acuerdo a la dirección del flujo. Existen variaciones regionales en la cantidad de vesícula en los flujos de lava; en algunas partes de la región no se encuentran vesículas. Al este, entre Huertas y Llacllín las vesículas contienen zeolitas radiadas. Las vesículas son más abundantes en la parte meridional de la región costera, tanto en Punta Colorada Grande como en la vecindad del cerro del mismo nombre, donde contienen cuarzo, calcedonia, calcita y clorita. Al sur de Gramadal, las vesículas son abundantes y aparecen orientadas por el flujo; contienen calcita, hornblenda verde y zeolitas, algunas de las cuales muestran zoneamiento concéntrico de hematita, calcita y cuarzo, (la hematita se halla en los bordes y la calcita en el centro). Hacia el NE de la parte baja de la quebrada Gramadal, las vesículas son abundantes y contienen calcedonia, ágata, ópalo, calcita y chabasita.

Un gran número de sills penecontemporáneos de microdiorita se intercalan entre las lavas; ellas son generalmente porfiríticas y tienen fenocristales de andesina y algunos de clinopiroxeno.

Dentro de los flujos de lava andesítica, descritos líneas arriba, se encuentran las cuatro unidades de flujos piroclásticos masivos, de composición andesítica y dacítica, las mismas que tienen hasta 500 m. de espesor, observándose, además, lavas con numerosas discordancias menores en estas secuencias. Los flujos de piroclásticos son más variables en grosor y tienen una distribución más irregular que los flujos de lava; muestran gran unidad en el tamaño y en la forma de los fragmentos y no presentan gradación vertical. La mayor parte de los fragmentos son de lava porfirítica, similares a aquella lava que se encuentra intercalada con los flujos de piroclásticos; un número menor de fragmentos son de granodiorita de grano medio, así como de diorita y de gabro a hornblenda.

Las cuatro unidades más potentes de flujos piroclásticos han sido diferenciados y mapeados como miembros; los mismos que se muestran en el mapa geológico a escala 1:100,000 y en la Fig. 8^a:

Un tipo se caracteriza por contener fragmentos aplanados de vidrio volcánico, ausencia de amigdalas, carencia de estratificación y su parte basal soldada. Este tipo se encuentra principalmente en la parte oriental de los cuadrángulos (miembros Curacán y Llacllapunta), es el más abundante y ha sido considerado como ignimbrita sub-aérea.

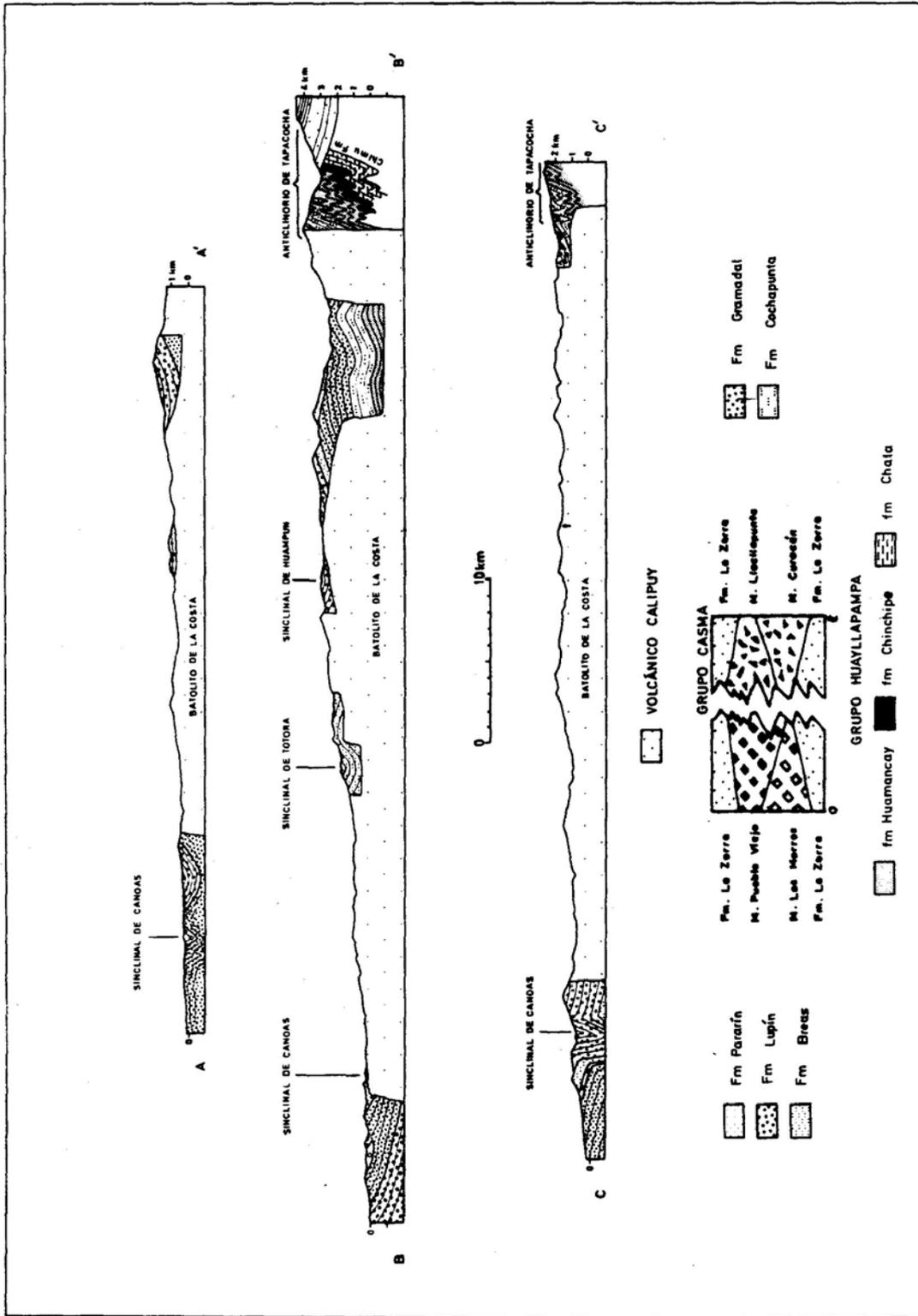


Fig. 8b.- Secciones simplificadas correspondientes a la fig. 8a.

El otro tipo se distingue porque el vidrio volcánico no es común; la matriz y los fragmentos tienen abundantes amígdalas. Los fragmentos están constituidos por lava y tufo y las unidades presentan una ligera estratificación debido a la presencia de capas delgadas y discontinuas de tufo gradado. Este tipo ha sido visto solamente en la parte occidental de los cuadrángulos (miembros Los Morros y Pueblo Viejo) y puede representar flujos de lodo piroclástico producidos por erupciones submarinas.

El tercer tipo mayor de rocas, representado por lavas y flujos piroclásticos, incluye brechas piroclásticas marinas, tufos y tufos lapillíticos. Los tufos generalmente intemperizan a un color de piel de ante, mientras que los flujos piroclásticos, más gruesos, con fragmentos de lava andesítica; son mayormente verdes. Los tufos son bien clasificados, mientras que los depósitos de flujo piroclástico tienen un fino bandeamiento que muestran ocasionalmente una gradación en el tamaño y estratificación cruzada. Los fragmentos de roca consisten, generalmente, en lava andesítica e ignimbritas dacíticas y andesitas, estando los fragmentos de cristales representados por plagioclasas y clinopiroxeno.

El cuarto tipo de rocas está constituido por sedimentos clásticos marinos de grano fino, estratificados en capas muy delgadas. Se halla sólo en los afloramientos de la formación La Zorra del lado occidental del Batolito y en la mayoría de los casos parece derivar de un material tufáceo primario o de un volcánico erosionado. Capas delgadas de tufo calcáreo y bituminoso contienen huellas de ammonites, entre ellos : *Hamitidae* y *Laymeriella* sp., así como conchas y moldes de lamelibranquios como son: *Inoceramus* sp., y *Cardita* sp., gasterópodos y apticios (Ver apéndice N° 1 : localidades fosilíferas 11 y 12).

La sección más clara de la formación La Zorra y de fácil acceso, es la que se extiende desde la línea de costa, a la altura de Los Callejones hasta la parte alta de la quebrada Gramadal. En Los Callejones la base de la formación La Zorra descansa, en conformidad, sobre la formación: Punta Gramadal. De allí, hacia la carretera Panamericana, la formación La Zorra consiste en flujos de andesita porfirítica con fenocristales de plagioclasa. Muchos flujos poseen disclasas columnares y tienen brechas en sus bases y abundantes vesículas en las partes superiores.

La orientación de las vesículas es variable debido al irregular bandeamiento de los flujos. Las vesículas contienen cloritas, hornblenda y zeolitas y algunas presentan en zoneamiento de hematita, calcita y cuarzo; ocasionalmente presentan bordes de pirita y núcleos de calcita. Los flujos son, por lo general, ligeramente bandeados pero algunos poseen un bandeamiento abigarrado con lentes de hornblenda. Tufos grises y verdes de grano fino se intercalan con lavas y en ellos se han emplazado cuerpos andesíticos de grano fino en forma de sills y diques.

A partir de la carretera Panamericana, en la parte más baja de la quebrada Gramadal,

los flujos de andesita porfirítica con diaclasas columnares predominan sobre los tufos. Debajo del miembro Los Morros unidades de flujos andesíticos infrayacen a flujos más masivos con diaclasamiento columnar notable. Estos a su vez infrayacen a flujos andesíticos que tienen, en parte un bandamiento grueso marcado por las variaciones en el brechamiento, a veces con bandas finas de flujo. Al norte de la quebrada de Gramadal, el extremo meridional del miembro Los Morros, éstos infrayacen a un potente complejo de flujos piroclásticos submarinos descritos más adelante. Encima de este miembro, se encuentra chert intercalado con flujos ácidos negros que tienen fragmentos angulares de lava. Algunos de estos flujos presentan brechamiento en gran escala que al ser comprimidos formaron grandes pliegues debido al deslizamiento de los flujos de lava sobre los lodos piroclásticos.

Estas unidades comprimidas infrayacen a 150 m. de lavas de andesita abigarrada de colores anaranjado, amarillo, verde y negro y a un delgado horizonte de aglomerados. Los flujos de lava poseen típicamente disyunción en columnas, cada una con más de 3 m. de grosor. Muchos flujos negros contienen fragmentos angulares verdes de flujos ácidos intercalados con riolita verde, algunas veces brechada y con algunas capas de tufos. Los flujos son ricos en vesículas que contienen calcedonia, ágata y ópalo y en menor cantidad calcita y chabasita. Son comunes las vesículas alargadas que en su mayoría son contemporáneas con las erupciones volcánicas; algunas han sido achatadas y alargadas durante la deformación de flujo y otras muestran orientación diversa dentro de los fragmentos de lava, incluidos en lavas suprayacentes. Otras vesículas son más recientes y fueron formadas sobre las lavas por los gases y fluidos que pasaron a través de ellas antes que se consolidaran.

Las rocas anteriormente descritas infrayacen en disconformidad, a tufos verdes de pseudoestratificación fina que totalizan unos 50 cms. de grosor, observándose más arriba un flujo de lodo piroclástico de ambiente submarina de 5 m. con fragmentos redondeados de andesita porfirítica y riolita verde clara. Este flujo a su vez infrayace a 200 m. de flujos de lava andesítica de color anaranjado o amarillento. En la parte alta de la secuencia se hallan unas riolitas verdes muy vesiculares y pseudoestratificadas finamente. Estas a su vez infrayacen a cherts finamente bandeados de la formación Breas.

En la parte central de la región costanera, los tufos de color anaranjado y amarillo de pseudoestratificación fina, abundan más que los flujos de lava. Tierra adentro de Cueva de Leones, puede verse, localmente pseudoestratificación cruzada, "load casting" y marcas de oleaje (ripple-marks) en material tufáceo hidrodepostado, parcialmente calcáreos y bituminosos y con contenido de fragmentos de ammonites, lamelibranquios, gasterópodos y aptychi (Ver Apéndice N° 1: localidades 11 y 12).

Hay muchas discordancias dentro de la formación La Zorra, tal como se puede ver en los acantilados marinos que existen en Cueva de Leones, Punta Los Callejones y en la Ensenada de Los Callejones. En ésta última localidad se encuentran los aglomerados hori-

zontales y pobremente clasificados yaciendo, en disconformidad, sobre tufos pseudo-estratificados que buzanan moderadamente hacia el mar. Al norte, en la región costera, las unidades aglomerádicas son abundantes e incluyen grandes cantidades de tufo finamente pseudo-estratificado y en menor cantidad flujos de lava andesítica.

En la vecindad de Huarmey, especialmente hacia el sur y hacia el este, las andesitas contienen abundante esfena. Flujos andesíticos masivos y alterados de colores anaranjado y amarillento se halla en la vecindad del puerto Huarmey. Ellos contienen fenocristales de plagioclasa y disyunción columnar. En Punta Cabeza Lagarto, al SO del puerto de Huarmey, se encuentran andesitas porfiríticas con diaclasas columnares de hasta 30 m., de largo que contienen fenocristales de andesina y abundante esfena. La matriz tiene una textura traquítica bien marcada que está fuertemente alineada con los fenocristales de plagioclasa. Este alineamiento parece ser una estructura de flujo y es vertical por toda la vecindad de Punta Cabeza Lagarto. Parece que esta zona fue una chimenea volcánica semicircular de 1.5 km de diámetro que bien pudo haber sido la fuente de la andesita esfénica la cual es abundante tanto al sur como al este, extendiéndose por lo menos 10 km al norte. Estas lavas también contienen fenocristales de ortoclasa así como de plagioclasa; son de color rosado y en algunos contienen pirita y chalcopirita.

Al SO de esta probable chimenea, en Punta Negra, se halla un aglomerado que consiste de fragmentos redondeados de andesita porfirítica a diópsido, donde los fenocristales de andesina y diópsido pasan los 4 mm. de longitud. La matriz es holocristalina, con una textura subtraquítica y consiste de cristales de plagioclasa y piroxeno alterado (?). Existen abundantes vesículas en los fragmentos y en la matriz que están por lo general, rellenas de calcita, cuarzo, tremolita y zeolita fibrosa. El aglomerado está pobremente clasificado pero existen horizontes delgados de tufo finamente pseudo-estratificados y de aglomerado dentro de él. Lavas similares y piroclásticos ricos en diópsido no fueron vistos en otros lugares de la región costera, por lo que se piensa que pueden estar asociados, en esta localidad, a la chimenea volcánica.

Miembro Los Morros

El miembro Los Morros se halla en la parte occidental del Batolito de la Costa. La parte más meridional, en la vecindad de la quebrada Gramadal, tiene 500 m. de espesor (Fig. 8-a) y la unidad aumenta en grosor hacia el norte. Consiste principalmente en fragmentos amigdaloides angulares, redondeados y mal clasificados en andesita porfirítica con fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa en una matriz vidriosa que ha sido palagonitizada. Un número menor de fragmentos son de lava andesítica negra, no porfirítica, de riolita y de dacita. Estos fragmentos están dentro de una matriz alterada, de grano fino y palagonitizada que consiste

de clorita, epidota, clinzoisita, sericita y calcita. La matriz es rica en vesículas rellenas de cuarzo, calcedonia, ópalo y calcita. Como un todo, el miembro no muestra clasificación o gradación de los fragmentos pero contiene algunas capas delgadas de tufo verde, de grano fino, compuesto en unos horizontes finamente gradados. Al miembro Los Morros se le considera aquí, como representante de una serie de flujos de lodo piroclástico, producido por erupciones submarinas, intercaladas con tufos hidrodepositados asociados a estas mismas erupciones.

Al oeste de la Señal Ayapa y de la duna Ayapa y en la parte baja del Río Seco de Jaupa, grandes cantidades de flujos de andesita negra, con fenocristales de plagioclasa, se encuentran intercalados con horizontes delgados de aglomerado y tufo verde. En la parte baja del Río Seco de Jaupa, los flujos de lava son típicamente de 10 m. de espesor y presentan diaclasas columnares. Ellos contienen fenocristales de hornblenda y andesina con algunas vesículas. Estos flujos se intercalan con aglomerados de grano medio y con tufos gradados.

Más al norte, el miembro Los Morros, consiste de piroclásticos de grano grueso y de material hialoclástico. Al norte de Huarmey, tal como en Tuquillo este miembro consiste de aglomerados de estratificación y textura gruesa así como de fragmentos no clasificados de andesita porfirítica, de varios tamaños, intercalados con capas delgadas de tufo. En la costa, al sur de Tuquillo, se encuentran unidades de riolita de textura gruesa y brechada que contienen sulfuros de hierro y cobre.

Miembro Pueblo Viejo

El miembro Pueblo Viejo se halla en la parte SO de la región. Se encuentra estratigráficamente a un nivel más alto que el miembro Los Morros. Está constituido por capas de fragmentos no clasificados envueltos en una matriz tufácea, de grano fino, cuyo grosor varía entre 100 y 250 m. Los fragmentos son principalmente de andesita pero también se encuentra un buen número de fragmentos de granodiorita.

Al oeste del Cerro Baúl, el miembro Pueblo Viejo tiene 100 m de espesor. La base está representada por un flujo de lava o sill de dacita con grandes y abundantes fenocristales de plagioclasa y cuarzo sub-esférico y un chert brechado con pirita y pirrotita. La parte principal del miembro consiste de varias etapas de aglomerado grueso y no clasificado, con fragmentos angulares de andesita verde, porfirítica y fragmentos redondeados de granodiorita, de grano medio, así como por capas más delgadas de aglomerado de grano fino. Cerca de su tope, los fragmentos de riolita y de dacita que se encuentran en el aglomerado predominan sobre los de andesita. En el mismo tope del miembro existe riolita brechada y riolita bandeada con contenido de sulfuros de hierro, la misma que ha sido plegada fuertemente. Estas infrayacen a cherts de la formación Breas.

Al oeste del cerro Quebra Porongo el miembro consiste en aglomerados de grano fino que infrayacen a aglomerados de estratificación gruesa, mal clasificados, con fragmentos angulares de lavas de andesita porfirítica y granodiorita de grano medio. Estos se intercalan con capas delgadas de aglomerado de grano fino.

En la quebrada Baco el miembro Pueblo Viejo tiene 150 m. de grosor. Consiste en lava dacítica con fenocristales de plagioclasa y cuarzo que infrayace a unidades piroclásticas potentes compuestas de fragmentos angulares y redondeados así como de grandes placas de lava dacítica similar, envueltos en una matriz tufácea que contiene pirita, chalcopirita y pirrotita. Se intercalan capas delgadas de tufo mejor clasificado y de grano grueso, rico en fragmentos de cuarzo. Hacia arriba se observa una lava de andesita negra, porfirítica, que contiene algunos fragmentos angulares de lava dacítica con fenocristales de plagioclasa y cuarzo.

En la quebrada Canoas, al sur, el miembro consiste de aglomerados gruesos con fragmentos de dacita y andesita verde porfirítica, contenidos en una matriz de grano fino a vidriosa.

Miembro Curacán

El miembro Curacán se halla en la parte oriental del Batolito de la Costa y consiste en piroclásticos de grano grueso con pequeñas cantidades de tufos, chert y lava andesítica y tienen un grosor de 600 a 1,000 m. En la parte baja del valle del río Marca, el miembro Curacán yace, en conformidad sobre la formación Cochapunta. La parte más baja consiste en un aglomerado verde mal clasificado y de grano fino a medio. Este infrayace a una potente unidad de andesita holocristalina con grandes fenocristales de plagioclasa la que puede ser una lava o un sill. Le sigue, al oeste y hacia arriba, un chert blanco que contiene fragmentos de cristal y de lava andesítica.

En la vecindad de la quebrada Curacán el miembro consiste en aglomerados de grano fino a medio e ignimbritas cuyos fragmentos están constituidos por andesita, lavas dacíticas y cherts. En la parte baja del valle Huayllapampa el miembro consiste en tufo de cristalización uniforme y aglomerados poco compactos. El tufo es de color negro y de grano fino y contiene numerosos cristales de plagioclasa. Dentro de él se observa fragmentos de diorita de grano fino, vesicular y alterada (epidotizada y sauceritizada). Más abajo, en el mismo valle y al oeste, estas rocas infrayacen a aglomerados masivos y mal clasificados de grano medio. Ellos generalmente están compuestos de fragmentos angulares de volcánicos ácidos con fenocristales alineados de plagioclasa de grano fino, algunos de los cuales presentan bandeamiento de flujo y fragmentos clásticos de cuarzo y plagioclasa.

Estos fragmentos yacen en una matriz afanítica a vidriosa. Un número menor de fragmentos de tufo finamente laminado y de aglomerado más antiguo retrabajado, así como de fragmentos de diorita y gabro redondeados, también se hallan en estos aglomerados.

Miembro Llacllapunta

El miembro Llacllapunta aflora al norte del mismo Curacán y se halla en el tope de la formación La Zorra. Este consiste de 550 m. de aglomerados gruesos de color morado y verde, y de ignimbrita gris. La base del miembro está expuesta al SE del pueblo de Llacllín y al lado NO de la quebrada Rancurap sobre los villorios Chacar y Canto, donde yace sobre los tufos verdes típicos de la formación La Zorra formando despeñaderos. Allí la unidad basal del miembro Llacllapunta consiste en aglomerados gruesos mal clasificados, de color morado, con algunos fragmentos redondeados de tufos vesiculares, similares a aquellos que la parte infrayacente, es decir, de la formación La Zorra.

En el cerro Pialuc, la parte alta del miembro Llacllapunta consiste de unidades más dlegadas de ignimbrita con fragmentos angulares de andesita y dacita.

Edad y Correlación .- La formación La Zorra contiene el ammonite *Leymeriella* sp, que sólo se halla en el Albiano inferior y medio; como se sabe la formación infrayacente Punta Gramadal contiene a la especie *Oxitropidoceras carbonarium* (Gabb), de la parte alta del Albiano medio. La formación La Zorra es equivalente a parte de la formación Pariatambo, de la facies miogeosinclinal de la Cuenca Occidental Peruana.

Ambiente de Deposición .- La formación La Zorra indica la propagación de la actividad volcánica submarina, en toda esta zona eugeosinclinal de la Cuenca Occidental Peruana. Las lavas son más variadas en composición que las de la formación Punta Gramadal, que son predominantemente andesíticas, y van desde riolita a andesita, pasando por dacita. La presencia de fragmentos de granodiorita, diorita y gabro en los depósitos de piroclásticos, indica que las erupciones volcánicas estaban asociadas con una variedad de rocas plutónicas similares a las del Batolito Costanero más reciente.

Las lavas almohadilladas están ausentes y la formación consiste principalmente de depósitos de piroclásticos que sugieren erupciones más explosivas que originaron a la formación Punta Gramadal infrayacente. Una gran cantidad de magma no logró llegar a la superficie y quedó intruída en forma de diques y sills en el cúmulo no consolidado de piroclásticos,

los mismos que presentan rasgos de haber sido fuertemente disturbados. Muchas de las unidades delgadas de piroclásticos andesíticos con diaclasamiento columnar podrían considerarse como sills aunque algunas probablemente son flujo debido a que se presentan fondos brechados, topes no brechados y vesiculares.

En conjunto, la formación indica que el cúmulo de escombros volcánicos se formó más rápido que la subsidencia de la cuenca y que por lo tanto el vulcanismo ocurrió en aguas cada vez más someras.

Depósitos de tufo – relativamente bien seleccionado – junto con las discordancias, indican erosión local y redeposición del material piroclástico y la presenica, aunque sea escasa, de marcas de oleaje sugiere que localmente el fondo marino estaba bajo la influencia de corrientes o de olas.

Aunque han sido encontrados pocos horizontes fosilíferos; los lamelibranquios y los gasterópodos son más abundantes que los ammonites. Este hecho contrasta marcadamente con el caso de la formación Punta Gramadal que contienen casi solamente ammonites en su fauna. Esta distribución fosilífera sugiere también que la mayor parte de la formación La Zorra se depositó en aguas mucho más someras que en la formación Punta Gramadal. La ocurrencia de ignimbritas en el miembro Llacllapunta sugiere que esta parte oriental de la región emergía durante la etapa tardía de acumulación de la formación La Zorra. Así, mientras que el vulcanismo fue marino en forma continuada en la parte occidental de la región, en el sector oriental el vulcanismo submarino fue seguido por vulcanismo subaéreo.

Formación Breas

La formación Breas aflora en la parte central y meridional de la región; es una unidad lenticular de chert y de sedimentos de grano fino, que alcanza un espesor de 800 m. Yace, en conformidad, sobre la formación La Zorra de la que se distingue por su grano más fino y por la ausencia de lava y material vulcanoclástico. Donde suprayace al miembro Pueblo Viejo, de la formación La Zorra, ella consiste de caliza que incorpora fragmentos de los piroclásticos infrayacentes. La caliza contiene abundante pirita además de chalcopirita y pirrotita, diseminados, aparentemente lixiviados durante la sedimentación y la diagénesis.

La sección tipo se extiende a partir del SO del Cerro Breas hacia el NE, a través del sinclinal Totorá y sus afloramientos pueden ser observados en las quebradas Gramadal y Murpa. En la quebrada Gramadal los 100 a 150 m. más bajos de la formación consisten en chert oscuro, finamente laminado (1-2 cm. de grosor), tufo de grano fino y cuarcita finamente estratificada que contiene grandes cantidades de material orgánico (fragmentos de plantas?). Estos infrayacen a un sill de 150-200 m. de grosor de andesita negra y porfirítica con grandes

fenocristales de plagioclasa. La porción más interior de sill es de grano fino. El sill es similar a otras intrusiones menores existentes en los volcánicos Casma, por lo que se le relaciona a éstas, siendo más antiguo que el Batolito Costanero.

El sill infrayace a unos 400 m. de margas, chert calcáreo, cuarcita impura y chert gruesamente estratificado de color anaranjado y marrón, que han sido intruídos por el Batolito Costanero; la secuencia continúa al este del Batolito donde puede ser observada desde la parte alta de las quebradas Murpa y Shanán. La parte alta de la secuencia, al este del Batolito, consiste principalmente de chert en horizontes potentes que contiene otro sill de andesita porfirítica observable tanto en la cumbre de la loma suroriental de los cerros Puyhuán como sobre el cerro Puca Punta.

Aparte de los planos de estratificación no se ven en la formación Breas, otras estructuras sedimentarias, aunque ocasionalmente se puede notar alguna estratificación cruzada y estructuras de corrientes. Las rocas al este de Batolito, están fuertemente deformadas en el sinclinal Totorá, y localmente poseen clivaje pizarroso; han sido recristalizadas a facies de esquistos verdes y de anfibolita durante esta deformación regional.

La formación Breas también está extensamente metamorfizada por el Batolito Costanero. Al oeste del Batolito, en la quebrada Gramadal, los cherts calcáreos oscuros que se encuentran en el fondo de la formación contienen tremolita acicular, antofilita y porfiroblastos de epidota. La parte metamórfica que se encuentra cerca al contacto con el lado occidental del batolito se describe más adelante en el capítulo sobre metamorfismo de contacto.

Al este y sobre el Batolito, en la parte alta de la quebrada Murpa, las rocas más bajas de la formación son alternancias de esquistos oscuros a granate-actinolita-cuarzo y hornblenda con esquistos a granate-monticelita. En las quebradas Carricillo y Puyhuán, siguiendo el rumbo hacia al norte, estas rocas pasan de esquistos a cuarzo-granate-epidota-clorita, finamente estratificadas que se intercalan con capas delgadas de chert y unidades más gruesas de chert brechado y sills delgados y negros de andesita, con cantidades variables de amígdalas. Todas estas rocas son ricas en epidota y han sido fuertemente deformadas en el sinclinal Totorá. Ellas han desarrollado "boudines" y han sufrido considerable desplazamiento a lo largo de planos de estratificación dando lugar a pseudodiscordancias.

En la parte norte de los cerros Hucuy Cancha y Chupi Upuna, la formación Breas consiste en chert verde estratificado y sills delgados de andesita porfirítica oscura. El afloramiento pequeño que se observa al sur (cabeceras de la quebrada Agua Salada), consiste en chert bandeado y unidades más gruesas (3-6 m.), de riolita vesicular masiva.

Edad y Correlación .- Con excepción del material carbonáceo (fragmentos de plantas?) encontrado en la parte baja de la formación Breas, en esta unidad no se hallaron fósiles, por lo tanto su edad y correlación es incierta, más aún si se tiene en cuenta

que las formaciones suprayacentes tampoco son fosilíferas. Como única guía se tiene a las formaciones infrayacentes del Grupo Casma, equivalentes a una parte de la formación Pariatambo.

Ambiente de Deposición .- La formación Breas consiste principalmente de chert con cantidades menores de sedimentos silíceos y carbonáceos de grano fino. La ausencia de lavas y de vulcanoclásticos sugiere un descanso temporal de la actividad volcánica o un cambio del centro de actividad. La estrangulación de la formación tanto al norte como al este sugiere que las erupciones volcánicas pueden haber continuado en esas partes de la región donde la formación Lupín, de lavas almohadilladas, descansa directamente sobre la formación La Zorra. La formación Breas puede por lo tanto ser contemporánea con la parte baja de la formación Lupín, en esos sectores de la región.

Formación Lupín .-

La formación Lupín aflora a ambos lados del Batolito Costanero y consiste de 1,800 m. de lavas almohadilladas y brechas de las mismas, con cantidades subordinadas de tufos. Yace en conformidad sobre la formación Breas, de la que pasa en forma gradacional. La base de la formación se ubica donde la lava en almohadilla se torna dominante sobre el chert. En la parte norte de la región, la formación Lupín yace directamente sobre la formación La Zorra. Este contacto es también gradacional y la base de la formación Lupín se ubica allí donde las lavas se tornan más abundantes que los tufos.

La formación se compone de unidades gruesas y masivas de lavas almohadilladas e iguales cantidades de brecha del mismo material, intercalados con unidades más delgadas de tufo hidrodepositado. Estos afloran típicamente en la parte baja de la quebrada Pararín (Fig. 8-a), donde las lavas forman lomas de hasta 1,000 m. de ancho por 400 m. de alto más de 1,000 m. de largo que en sus flancos presenta horizontes intercalados de lava y tufo.

Las lomas de lava son paralelas a la línea de costa y a la Cordillera de los Andes. La geometría simétrica de los cúmulos sugiere que fueron expulsados a lo largo de fracturas de dirección andina sobre un suelo submarino bastante plano. Las lavas en almohadilla presentan un creciente brechamiento hacia el norte, sugiriendo un fondo marino más empinado en esa parte de la región en el tiempo de la erupción.

Las lavas son andesitas y petrográficamente son similares a aquellas de la formación Punta Gramadal. Al sur, la formación Lupín consiste de cantidades iguales de lava almohadillada, brechas y tufos hidrodepositados. Los tufos poseen estratificación cruzada en pequeña escala y estructuras de estratificación gradacional. Sobre los cerros Puca Punta,

situados al norte de la Señal Canoas se intercalan tufos de grano fino, con aglomerados masivos, pobremente clasificados, que contienen fragmentos angulares de lava andesítica amigdaloides y tufo. Ellos fueron metamorfizados por la intrusión del Batolito Costanero y presentan agrupamientos de plagioclasa de hasta 3 mm. de diámetro. Allí, sobre el flanco oriental del sinclinal Canoas, yacen horizontalmente y presentan poca deformación excepto, localmente contra los gabros Patap del Batolito Costanero donde son miloníticos.

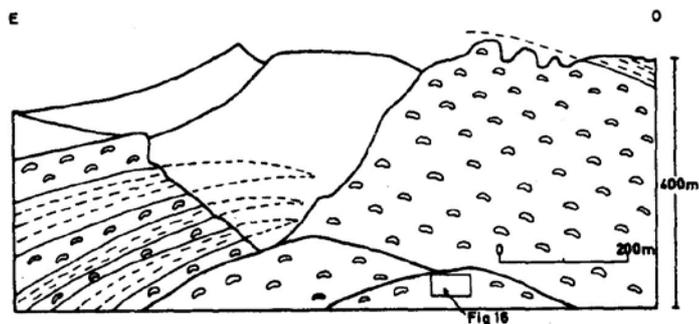
En el núcleo del sinclinal Canoas, al oeste del cerro Lupín las lavas en almohadilla y los tufos infrayacen a unos tufos gradados verdes seguidos por lutitas grises y masivas, ambas, con gran cantidad de sills, de andesita porfirítica. Las rocas están fuertemente deformadas en el núcleo del sinclinal; ellas poseen un clivaje pizarroso bien marcado y las vesículas en los sills, forman elipsoides achatados en el plano del clivaje pizarroso. Asimismo sufrieron metamorfismo sintectónico por lo que algunas lutitas se convirtieron en pizarras y esquistos a cuarzo-cordierita y algunos de los sills y tufos en esquistos o cuarzo-plagioclasa-hornblenda-biotita.

Dentro de la aureola metamórfica del Batolito Costanero estas estructuras tectónicas fueron superpuestas por estructuras metamórficas hornféisicas; la cordierita fue reemplazada por paquetes fibrosos de sillimanita, siendo abundantes los agregados esféricos de plagioclasa en los sills andesíticos y en los tufos.

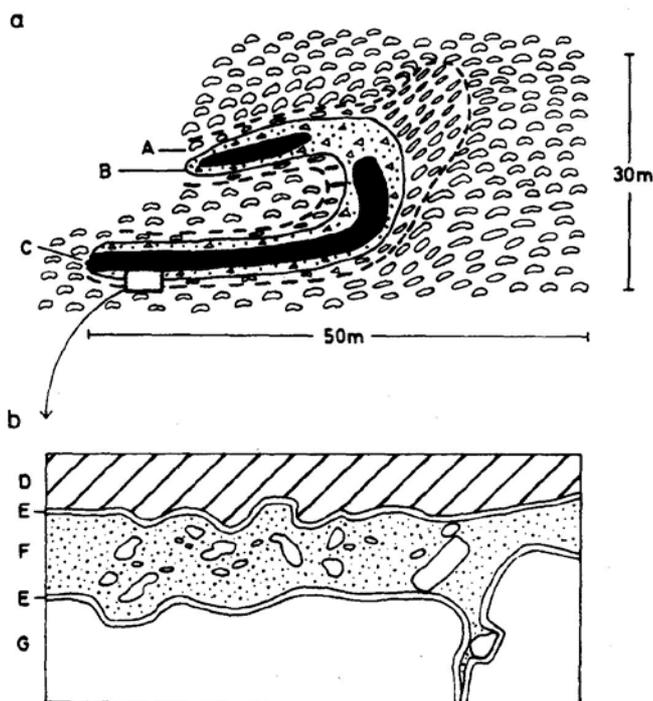
Edad y Correlación .- No se encontraron fósiles en la formación Lupín, pero en vista de que tiene un contacto gradacional hacia abajo con las formaciones Breas y La Zorra, de edad Albiano medio-superior, puede ser equivalente a parte de las formaciones Pariatambo o Jumasha de la Sierra.

Ambiente de Deposición .- La formación Lupín representa el retorno de la erupción de lava submarina en la parte central y meridional de la región. Las lavas generalmente contienen pocas vesículas lo que puede indicar deposición en aguas más profundas que en el caso de la formación La Zorra, es decir, en condiciones similares a las de la formación Punta Gramadal. Esto sugiere que luego de depositarse la formación La Zorra la cuenca se hundió más rápidamente que la acumulación de escombros volcánicos.

En la parte alta de la formación Lupín, el aumento de la proporción de tufo con respecto a la lava en almohadilla, puede indicar que durante la deposición de ésta el escombros volcánico se acumuló con más rapidez que la subsidencia de la cuenca y que los cúmulos de lava se formaron, hacia la superficie oceánica acompañados de erupciones cada vez más explosivas. La ausencia general de material clástico terrígeno y la presencia de lutitas potentes y uniformes, en la parte sur de la región, indican que la formación se acumuló lejos de tierra firme o que el transporte por corrientes marinas fue muy limitado.



Vista diagramática del lado sur de la parte baja de la Qda. Pararín mostrando el borde oriental de un cúmulo de lavas almohadilladas interestratificadas e infrayacentes a tufos (líneas cortadas).



Detalles del cúmulo de lavas en almohadillas de la figura anterior, mostrando en la vista a, una placa rota de lava dentro del cúmulo de lavas circundantes: A=zona de brechamiento parcial, B=zona de brechamiento total y C=placa de lava almohadillada. La vista b, es una ampliación de parte de la vista a, donde D=base de la placa de lava, E=márgenes enfriados de la placa de lava y de lava almohadillada, F=brechas almohadilladas y G=almohadillas.

Formación Pararín

La formación Pararín consiste de 600 m. de piroclásticos y flujos de lavas. Aflora en la parte oriental de la región; al norte yace, en disconformidad, sobre la formación Zorra y al sur se encuentra fallada, dentro del dique circular Corcovado, en el centro del Batolito Costanero.

En el cerro Pila, entre los pueblos de Llaclín y Pararín la parte más baja de la formación descansa en conformidad sobre la formación La Zorra y sobre su miembro Llaclapunta. Esta consiste de 100 m. de tufo morado y rosado, alterado y vesicular que buza moderadamente. Hacia arriba, y en disconformidad, existe una secuencia horizontal de flujos verdes y morados, gruesos, con capas delgadas de tufos que se intercalan con flujos de andesita de grano fino. Estos infrayacen a una secuencia de aglomerados, flujos de lava andesítica verde, ignimbritas dacíticas y aglomerados.

La secuencia en la Señal Cerro Negro-sector sur del cuadrángulo de Huayllapampa consiste de intercalaciones similares de aglomerados morados y rosados, ignimbritas y lavas de andesita porfirítica color verde. La parte más baja de la secuencia consiste de una gruesa unidad de andesita porfirítica color verde. La parte más baja de la secuencia consiste de una gruesa unidad de andesita porfirítica, con fenocristales de plagioclasa hasta 1.5 cm. de largo, que bien puede tratarse con un flujo de lava o de un sill. Al NE, en la parte alta de la quebrada Corotanca, el mismo tipo de roca se halla como un flujo de lava o sill, entre los villorios de Colquioc y Congas, y también como un dique a ambos lados del valle del río Fortaleza, justo debajo de su unión con el río Marca, y en la parte baja del valle del río Huayllapampa.

Edad y Correlación.- La formación Pararín se incluye en el Grupo Casma por ser espacialmente contiguos o de litología o de litología similar y se encuentran en un estado comparable de alteración como las formaciones del Grupo Casma. Sus rocas están más alteradas que las del Grupo Calipuy que al este sobreyacen al Grupo Huayllapampa, en marcada disconformidad. La formación Pararín y el Grupo Calipuy no se encuentran juntos y no se ha encontrado fósiles.

Ambiente de Deposición .- La formación Pararín consiste de productos de erupciones andesíticas y de volcánicos ácidos subaéreos explosivos, similares a aquellos de la parte más alta de la formación La Zorra y a los del Grupo Calipuy. Es posterior a una parte de la deformación, por lo menos, el arqueamiento regional, o quizá posterior a la erosión de las formaciones La Zorra, Breas y Lupín, relacionándosele tal vez, con el levantamiento o retroceso del mar. El vulcanismo Pararín puede ser relacionado precisamente a este levantamiento de la parte oriental de la región. Los tufos alterados, de color rosado y morado, que están en la base de la secuencia, parecen haber sufrido lixiviación en condiciones de semiaridez, pudiendo la formación Pararín haberse acumulado en condiciones desérticas.

Intrusiones Hipabisales en el Grupo Casma

Gran número de diques, sills y pequeñas masas intrusivas se hallan dentro de los volcánicos del Grupo Casma, especialmente dentro de la formación La Zorra. Ellos consisten principalmente de andesita porfirítica que fueron plegados y localmente metamorfizados durante la deformación regional que procedió a la intrusión del complejo Santa Rosa y a los complejos más jóvenes del Batolito Costanero.

Algunos de los sills y diques como los que se ven en los acantilados de Punta Gramadal (Fig. 8^a) fueron intruídos en volcánicos e intrusiones menores.

Otras intrusiones menores cortan claramente a los volcánicos, tales como el stock de andesita porfirítica que se vé en la ruta entre Huertas y Llacllín, el stock de andesita porfirítica a clinopiroxeno que se vé en el túnel sobre la carretera Panamericana, cerca al km 238, y el sill potente de andesita porfirítica a plagioclasa y clinopiroxeno de la quebrada Gramadal.

GRUPO CALIPUY

El Grupo Calipuy aflora en la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa y consiste de una gruesa secuencia de lava andesítica y dacítica, así como de flujos de aglomerados tufáceos. Buzan suavemente al NE y suprayacen al NE y suprayacen a las capas delgadas del Grupo Huayllapampa, con disconformidad bien marcada.

Una sección, de los 1,600 m. más bajos del grupo, está expuesta desde el lado occidental de la Cordillera Negra hasta los abismos profundos que se encuentran al oeste. Existen muchas discordancias menores (Fig. 10) y grandes variaciones laterales dentro de la secuencia de flujos a distancias relativamente cortas.

Dos flujos de dacita con fragmentos de cristal y de roca se hallan cerca de la base de la secuencia y son las dos unidades más gruesas. La mayor parte de los flujos de lava son de andesita porfirítica a plagioclasa, con zonación oscilatoria, y algunos fenocristales de clinopiroxeno. La plagioclasa se encuentra parcialmente alterada mientras que el piroxeno está intensamente alterado a clorita, mica y epidota. La matriz de los flujos generalmente consiste en plagioclasas tabulares, envueltas en un material vidrioso. Algunos flujos muestran una textura traquítica bien marcada, mientras que otros no presentan ninguna orientación de sus fenocristales. Los flujos de aglomerados tufáceos consisten de fragmentos de lava andesítica porfirítica que se encuentran irregularmente envueltos en una matriz de fragmentos rocosos pequeños.

Cinco secciones de los volcánicos del Grupo Calipuy fueron examinadas en detalle y éstas se muestran en la Fig. 9.

En la vecindad de la Laguna Huanchac, al NE de Tapacocha, se halla un conglomerado en la base del Grupo Calipuy, (Fig. 9, sección a) que yace en disconformidad bien marcada, sobre rocas plegadas, casi verticales del Grupo Huayllapampa. Tiene 10 m. de grosor y consiste de cantos redondeados de cuarcita blanca envueltos en una matriz lutácea, con pirita y chalcopirita. Infrayace a un flujo dacítico verde y masivo que contiene cantidades variables de fragmentos volcánicos y una alta concentración de pirita, chalcopirita y pirrotita. Este flujo es denominado “Dacita Pampamarca” debido a que el SE de Pampamarca muestra su mayor grosor, allí yace directamente sobre horizontes pardos del Grupo Huayllapampa y forma despeñaderos prominentes como los que se ven sobre la hacienda Pampamarca. En la vecindad de Huayllapampa consiste de fragmentos angulares y redondeados de grano medio de lava andesítica, rica en plagioclasa y con bandeamiento de flujo. Los fenocristales y fragmentos de plagioclasa epídota, cuarzo y minerales opacos están dentro de una matriz vidriosa (algo devitrificada). Epídota de origen secundario se halla junto a una zeolita fibrosa de color pálido. Esta parte basal constituye la primera unidad.

La sección tipo de la parte baja del Grupo Calipuy, en esta región se observa al NE del afloramiento de la “Dacita de Pampamarca”, hacia la parte alta de la quebrada Quehuacocha, al norte de Huayllapampa, y hacia el NNE, en los cerros Huaclla, Tucuyuc y Yanacocha (alt. 4,607 m.), que se encuentran en la esquina SE del cuadrángulo de Huaraz (Fig. 9, sección c).

La “Dacita Pampamarca” infrayace a una lava con bandeamiento de flujo (segunda unidad) que consiste en fenocristales aciculares de plagioclasa, envueltos en una matriz vítrea que contiene unos cuantos fragmentos de material similar. Los fenocristales muestran una zonación normal y están parcialmente reemplazados por agregados de epídota. El flujo contiene grandes cantidades de opacos y algo de esfena.

La tercera unidad volcánica es un flujo de dacita de 750 m. de grosor llamada “Dacita Palca”. Esta contiene una gran variedad de fragmentos que varían de tamaño, forma y composición, dentro de una matriz verde oscura. Los fragmentos son de lava porfirítica oscura, con cristales de cuarzo, plagioclasa y mica de tufo alterado, color morado y verde, de grano fino. La porción superior de esta unidad contiene menor número de fragmentos pero sí gran cantidad de fragmentos redondeados de cuarzo además de plagioclasa y biotita. Los 30 m. superiores son de grano fino y presentan bandeamiento de flujo. En sección delgada los cristales de cuarzo se ven corroídos y yacen con plagioclasa sericitizada a una matriz que sufrió bandeamiento de flujo.

Como cuarta unidad existe un flujo de andesita color verde y purpúreo, con abundante plagioclasa tabular (An.40) que se presenta como fenocristales y formando parte de la

matriz. Las plagioclasas muestran zonación oscilatoria y están moderadamente alineadas con un bandeamiento de flujo. Un menor número de grandes fenocristales de piroxeno se encuentran intensamente alterados a clorita, estando la ilmenita parcialmente reemplazada por esfena.

La unidad cinco es un flujo de aglomerado tufáceo de andesita compuesta de una mezcla de fragmentos de forma composición variable, envueltos en una matriz de grano fino. Los fragmentos generalmente aumentan en tamaño hacia arriba y están alterados. Hacia el SE, al oeste del cerro Chicchicunca, la misma unidad muestra mayor clasificación granulométrica en un número de ciclos. Una sección delgada, de parte de la unidad cinco muestra un gran número de fragmentos redondeados y angulares de andesita porfirítica, similar a la de la unidad cuatro, con los fragmentos de plagioclasa algo alineados en una matriz vítrea. Estos fragmentos de lava yacen en una matriz que consiste de un revoltijo de fragmentos de cristales de plagioclasa y de una menor cantidad de fragmentos de cuarzo. Los fragmentos de plagioclasa presentan sericitización y cloritización.

La unidad seis es un flujo andesítico, color verde oscuro a purpúreo, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Los cristales de plagioclasa se encuentran zoneados y son más abundantes que los clinopiroxenos incoloros. Estos cristales se hallan dentro de una matriz compuesta de pequeños cristales tabulares de plagioclasa con minerales opacos y clorita. La textura es traquítica y de grano fino.

La unidad siete es un flujo morado de andesita que contiene fenocristales de plagioclasa y fragmentos dispersos de lavas y piroclásticos. La parte alta del flujo es verde y está densamente atestada de una variedad de fragmentos de lavas de grano medio, que están parcialmente clasificados definiendo cierta estratificación. Los fenocristales de plagioclasa están alineados y se encuentran en una matriz fina con textura traquítica constituida de pequeños cristales tabulares de plagioclasa, piroxeno clorítico? marrón o anfíbol y granos de minerales opacos.

La octava unidad es un flujo de andesita color purpúreo con fenocristales algo alineados de plagioclasa que presentan zoneamiento, con zonas externas poiquilíticas. La matriz consiste de plagioclasas tabulares que tienen orientación de flujo, paralela a los fenocristales, al piroxeno clorítico? y a los minerales opacos y a la esfena.

La unidad nueve es un flujo de aglomerado tufáceo de andesita, no cementado (Fig. 10). Consiste de fragmentos de andesita porfirítica color rojo, similares a los de la octava unidad, los cuales están dentro de una matriz igualmente similar a la de la octava unidad. El aglomerado no está clasificado y presenta alteración; los fenocristales de plagioclasa en los fragmentos de lava están parcialmente reemplazados por clorita y sus vesículas han sido rellenadas por calcita y por zeolitas fibrosas y radiales.

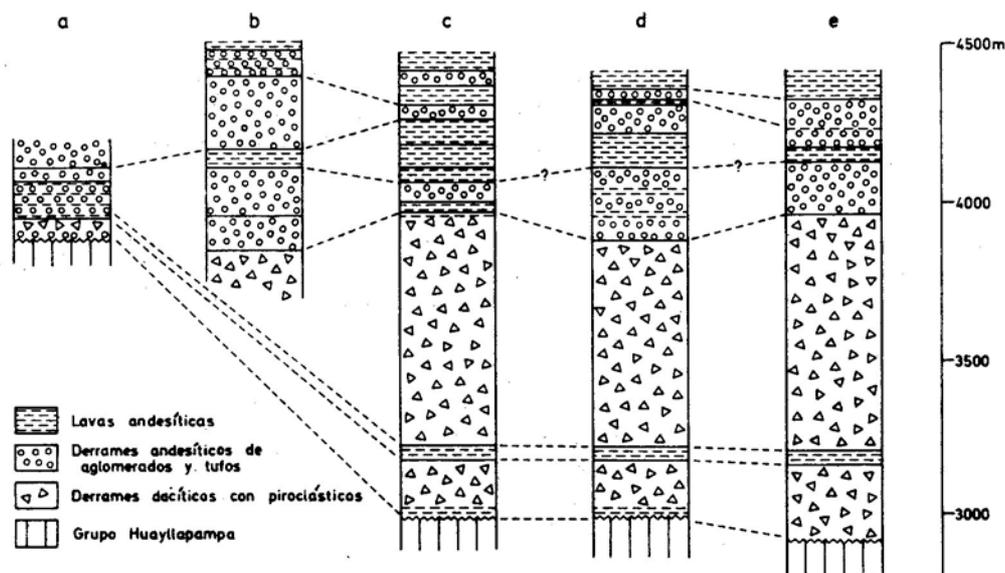


Fig. 9 .- Secciones estratigráficas medidas de los volcánicos Calipuy que yacen en disconformidad sobre el Grupo Huayllapampa. a) Al NO de la laguna Huanchac. b) al norte de la Qda. Quehuacocha en los cerros Ushpa Cancha, Pacocancha y Murpacucho. c) Al norte de la Qda. Quehuacocha, en los cerros Tucuyoc y Yanacocha. d) Al SE de la Qda. Quehuacocha, hacia la cima del cerro Chicchicunca. e) Del NE de Huayllapampa a la cima del cerro Chicchicunca.

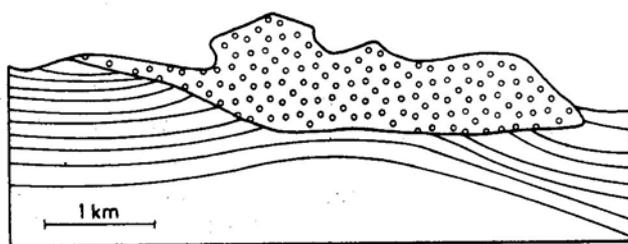


Fig. 10.- Unidad de flujo N°9 de los volcánicos del Grupo Calipuy (círculos), de 50 m. de grosor, yaciendo en disconformidad sobre la unidad de flujo N°8, que corresponde a la tercera disconformidad a partir de la base de los volcánicos Calipuy. Vista del lado oeste del cerro Ventanilla, a través de la quebrada Tumacyaco, desde la cima del cerro Hueclla.

La unidad diez es un flujo de lava andesítica de grano fino, porfirítica y de color morado que forma prominentes despenaderos. Los fenocristales de plagioclasa muestran zoneamiento oscilatorio. Un número menor de fenocristales de clinopiroxeno de color verde claro, también se halla junto con granos dispersos de ilmenita. La matriz contiene cristales de plagioclasa tabulares, envueltos en un material vítreo el que está parcialmente alterado con crecimiento de calcita y zeolita.

La unidad once es un flujo de andesita que contiene gran número de fragmentos los que están regularmente distribuidos y mal clasificados. Ellos consisten de lava de andesita porfirítica, similar al de la unidad diez. El flujo contiene cristales alargados de plagioclasa en una matriz púrpura alterada, con cristales más pequeños de plagioclasa y clorita que reemplaza al piroxeno similar al de la matriz de la unidad diez.

La unidad doce es una lava porfirítica de andesita de color morado, con cristales de plagioclasa y un menor número de fenocristales de clinopiroxeno que están extensamente alterados a clorita y epidota. La matriz es de textura sub-traquítica con cristales pequeños de plagioclasa epidota, clorita, minerales opacos y calcita. Esta unidad se observa en la cumbre del cerro Yanacocha y forma la parte más alta de la Cordillera Negra. A pocos kilómetros hacia el este del área, parece infrayacer a unos flujos de aglomerado tufáceo, pero las doce unidades de la secuencia recién descrita, probablemente, representan a más de la mitad del Grupo Calipuy en esta región meridional de la Cordillera Negra.

En el valle del río Marca, un poco más allá del límite del cuadrángulo de Huayllapampa, en el cuadrángulo de Recuay, el Grupo Calipuy está fallado y se encuentra en altitudes menores. La unidad basal del grupo es un flujo de aglomerado tufáceo de andesita. Presenta gradación con aumento, hacia arriba, del tamaño de los fragmentos. La parte más baja es un tufo rico en pirita que grada hacia arriba a un aglomerado rico en cuarzo y luego a un aglomerado más grueso con fragmentos de tufo. Infrayace a una unidad aglomerádica y a una ignimbrita dacítica de grano medio.

Un dique sub-vertical con rumbo NE-SO corta al Grupo Calipuy en el cerro Ventanilla, en la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa. Existen otros diques verticales similares que tienen un rumbo NNO-SSE y que cortan al Grupo Calipuy en la parte alta de la Copa, justo al este del cuadrángulo de Huayllapampa, en el cuadrángulo de Recuay. Estos diques son probablemente los alimentadores de los flujos de la parte superior del Grupo Calipuy.

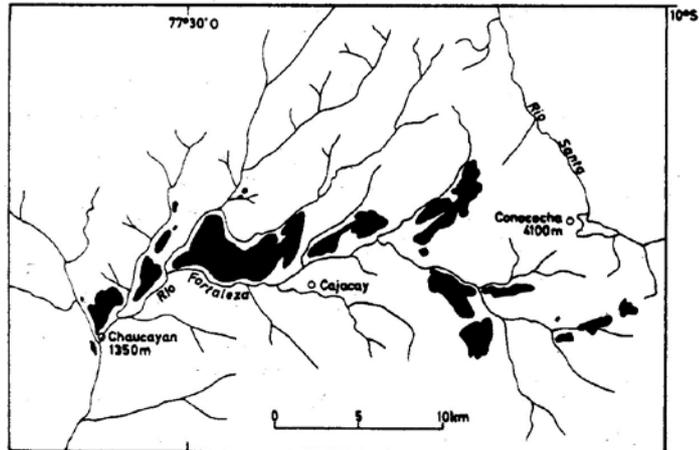


Fig. 11.- Ignimbrita de la formación Fortaleza (en negro) en la parte alta del valle del mismo nombre.

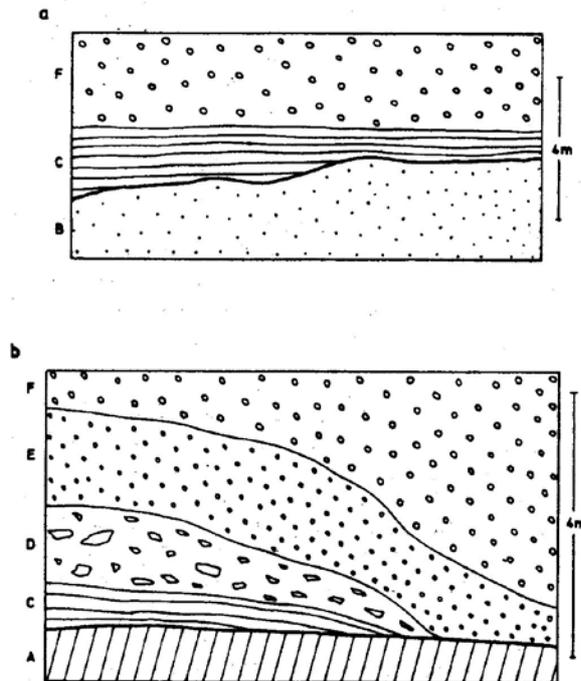


Fig. 12.- Detalles de la base de la formación Fortaleza: a) sobre el lecho norte del valle del río Fortaleza, al este del cuadrángulo Huayllapampa y b) sobre el cerro Pacar.

- A. Superficie más antigua constituida por cherts laminados y subverticales.
- B. Suelo más antiguo con fragmentos angulares de cuarcitas blancas y del granito San Jerónimo, parcialmente oxidado por la ignimbrita.
- C. Ceniza finamente estratificada con gradación granulométrica.
- D. Ignimbrita con bloques angulares de chert.
- E. Ignimbrita con pequeños fragmentos redondeados.
- F. Ignimbrita con fragmentos redondeados de gran tamaño.

Edad y Correlación .- El Grupo Calipuy fue descrito originalmente por A. COSSIO (1964) en los cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa, ubicados al norte de esta zona, donde se le consideró como del Cretáceo superior a Terciario inferior correlacionándosele con parte de los volcánicos Tacaza (HARRISON, 1963) y del Grupo Toquepala (BELLIDO, 1965; BELLIDO y GUEVARA, 1963) del Perú central y meridional. El afloramiento del Grupo Calipuy es continuo entre los cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa y el cuadrángulo de Huayllapampa (BELLIDO, 1969; COBBING, 1973).

Si los volcánicos del Calipuy fueron mapeados en detalle, podrían posiblemente ser divididos en un número de formaciones. STEINMANN (1929) distinguió volcánicos del Cretáceo superior y del Terciario en un mapa de la Cordillera Negra. BODENLOS y STRACSEK (1957) dividieron a los volcánicos Calipuy en un grupo inferior “con un plegamiento moderadamente estrecho” y un grupo superior, discordante, “con plegamiento en forma leve”.

En el cuadrángulo de Huayllapampa, el Grupo Calipuy suprayace al Grupo Huayllapampa, con marcada disconformidad. La unidad más inferior es cortada por un pequeño stock de tonalita y diorita pertenecientes, probablemente, al Batolito Costanero. No se encontraron fósiles en el Grupo Calipuy y por lo tanto su edad exacta es incierta, pero en 1973 una muestra del flujo de lava andesítica (probablemente de la segunda unidad) fue tomada cerca de la laguna Huanchac por PAUL WILSON de la Universidad de Liverpool para determinación de su edad radiométrica, de la cual no se tiene aún resultados.

En otros lugares (WILSON, 1967; COBBING y GARAYAR, 1973) el Grupo Calipuy descansa, en disconformidad, sobre la formación Casapalca que está plegada junto con las formaciones cretáceas más antiguas. La edad de la formación Casapalca es post-santoniana (WILSON, 1963; WILSON et, al., 1967) y se piensa que sea campaniana. En otros lugares el Calipuy está cortado extensamente por el Batolito Costanero COSSIO y JAEN, 1967), cuya edad por K-Ar varía entre 102 y 13 millones de años. El Grupo Calipuy es considerado como el producto volcánico de la parte más reciente del Batolito Costanero.

Ambiente de Deposición .- Los volcánicos del Calipuy fueron erupcionados en un ambiente sub-aéreo, tal vez provenientes de una combinación de calderas y figuras. Los estratovolcanes, del tipo que se formó durante episodios volcánicos más recientes en el Perú meridional y norte de Chile, parecen estar ausentes en el Grupo Calipuy cuyos volcánicos, más bien, inducen a pensar que han sido erupcionados como capas en una superficie ondulante de bajo relieve desde fisuras o calderas no así de chimeneas, como las que alimentaron a los volcanes cuaternarios y recientes del sur. La forma de las erupciones Calipuy podría indicar mayor proximidad de las cámaras magmáticas a la superficie, tal como el caso de los tiempos cuaternarios y recientes en el Perú meridional, y Chile septentrional.

VULCANISMO POST-BATOLITICO

Formación Fortaleza

Este nombre se dá a una gruesa unidad ignimbrítica (sillar) constituida de tufos estratificados que se hallan en la parte alta del valle del río Fortaleza, entre Conococho (alt. 4,100 m.) y Chaucayán (altura 1,350 m.).

La ignimbrita es notable por el gran tamaño y perfección de las diaclasas columnares, por su intemperismo suave y por su color crema. La mayor parte de la formación aflora en el cuadrángulo de Recuay (Fig. 11) y sólo la parte más baja ha sido examinada en detalle.

La ignimbrita yace dentro de un sistema de valles que fueron profundidades durante la erosión de la superficie Puna la cual es posterior al Batolito Costanero y a los volcánicos del Calipuy. Yace en el fondo del valle antiguo profundizado entre la erosión Matacaballo, la que fue aún más profundizada durante la etapa de erosión Cañón. La ignimbrita descansa sobre un horizonte de conglomerado y suelo equivalente al conglomerado Chasquitambo.

Perfiles transversales y longitudinales de la formación se muestra en la Fig. 13. Se puede ver que al momento de la erupción de la ignimbrita el valle del río Fortaleza era más amplio que en el presente. El tope de la formación ha sido un tanto erosionado y su máximo espesor, observado en el cerro Huana Cayán dentro del cuadrángulo de Huayllapampa, es de 750 m. El grosor decrece valle abajo a 500 m., en el cerro Uchco Uchco, sobre Chaucayán. Columnas verticales individuales se extienden a través de todo el grosor de esta unidad sugiriendo que ella es un solo flujo.

La base del flujo de ignimbrita está bien expuesta en el flanco norte del río Fortaleza, en el sector oriental del límite del Cuadrángulo de Huayllapampa, debajo del ramal a Cajacay (Fig. 12^a). Allí yace sobre la superficie irregular de un horizonte de suelo grueso y aglomerádico que contiene muchos fragmentos angulares de cuarcita blanca y granito San Jerónimo, localmente derivado del Batolito Costanero. El suelo es gris y está relativamente poco afectado por una delgada franja de la parte superior de este suelo fue quemado por el flujo ignimbrítico presentando un color rojo. Los dos metros más inferiores de la formación Fortaleza consisten de capas delgadas de tufo con clasificación granulométrica, compuesto de fragmentos de cristales de cuarzo y plagioclasa alterada y de biotita en hojuelas. Hacia arriba existe una unidad considerada como la principal y se trata de un flujo no estratificado de ignimbrita con fragmentos angulares y parcialmente redondeados de andesita y de granito San Jerónimo. Posee diaclasamiento columnar bien desarrollado que se curva sobre irregularidades en la superficie infrayacente. La composición de la ignimbrita y el contenido de fragmentos rocosos es similar en toda la potencia de flujo.

Los fragmentos mayores en el flujo ignimbrítico parecen tener original local pero pequeños fragmentos de cuarcita que se hallan a través de todo el flujo, desde las partes más

altas, cerca de Conococha, hasta Chaucayán. Dentro del cuadrángulo de Huayllapampa, río abajo de Chaucayán, los fragmentos de cuarcita rápidamente disminuyen en cantidad desapareciendo casi por completa en la parte inferior del flujo, mucho más abajo de Chaucayán.

En los cerros Huana Cayán y Uchco Uchco, fragmentos de cuarcitas angulares a parcialmente redondeados constituyen gran parte del flujo. Cerca de la base de la unidad ignimbrítica principal ellos están algo achatados, paralelos a la base del flujo. Un número menor de fragmentos de una roca plutónica, de grano grueso, rica en cuarzo y hornblenda, también están presentes. Sobre el villorio de Chaucayán los fragmentos de cuarcita, son menos abundantes predominando los de andesita y granito de grano grueso, parcialmente descompuesto. Cerca a la base del flujo los fragmentos están parcialmente achatados y son más pequeños que los de arriba. En general los fragmentos son angulares y mal clasificados.

En un afloramiento de la formación Fortaleza, en el lado norte de la quebrada Rari, los fragmentos de cuarcita están ausentes. La ignimbrita no están bien clasificada, es rica en fragmentos de cristal de cuarzo y contiene fragmentos achatados de granito grueso y algo de diorita y gabro, todos de origen relativamente local.

En los cerros Pacar y Picón (Fig. 12b), la formación Fortaleza descansa directamente sobre la formación Cochapunta la cual está formando pliegues isoclinales parados y estrechos. La superficie de la roca base es irregular y en la parte del sur del Cerro Pacar se nota un pequeño afloramiento de aquella. A un lado del mencionado montículo un tufo bien estratificado y bien gradado infrayace a otro que contiene muchos bloques angulares de roca de origen local. A su vez infrayace a la unidad ignimbrítica principal con fragmentos parcialmente redondeados de cuarcita blanca y del granito San Jerónimo. Los dos metros más bajos de esta unidad contienen fragmentos pequeños, parcialmente redondeados, mientras que el resto, hacia arriba, contiene fragmentos mayores distribuidos más uniformemente.

El tufo sub-aéreo, gradado y laminado que precedió a la deposición del flujo principal de ignimbrita, pudo haberse originado ya sea por erupciones secundarias que antecedieron a la erupción principal del flujo o haberse formado por fragmentos de cristal, que cayeron al fondo del flujo durante su movimiento valle abajo y que se depositaron a través del colchón, de aire sobre el cual el flujo se desplazó.

En la base de tufo que aflora en el cerro Pacar, capas de tufo ocurren sólo a sotavento en un pequeño afloramiento sobre la roca infrayacente. Esto sugiere que si las capas de tufo resultaron de las fases tempranas de la erupción y fueron depositadas por caída al aire libre sobre la región cuando el flujo principal de erupción se deslizó hacia abajo sobre el valle del río Fortaleza, barrió el tufo excepto aquel protegido por montículos en la roca base. Si el tufo fue depositado por decantamiento desde el flujo principal a través del colchón de aire infrayacente entonces pudo haber sido barrido de la misma forma cuando el cuerpo principal

de ignimbrita se depositó sobre la superficie ya que en ese momento continuaba deslizándose hacia abajo; alternatively los tufos pudieron haberse depositado como remolinos alrededor de montículos de la roca base con el colchón de aire debajo del cuerpo principal de ignimbrita.

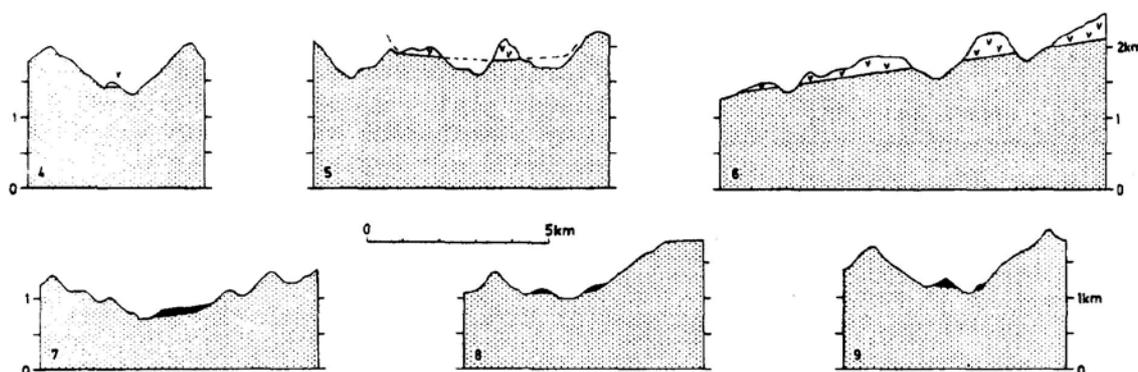


Fig.13.- Perfiles topográficos a lo largo de las líneas 4 a 9 mostradas en la fig. 2. Los perfiles 4 y 5 son a través del río Fortaleza y valles aledaños y muestran la distribución de la ignimbrita de la formación Fortaleza, sobre un amplio valle antiguo, ahora profundamente cortado por la etapa erosiva Cañón. El perfil 6 muestra la pendiente de la formación ignimbrítica, a lo largo de la parte baja de uno de los mayores valles del área. Los perfiles 7, 8 y 9 muestran a la grava Chasquitambo (negro) de la etapa de erosión Matabalbo, la que antiguamente se extendió a través de un fondo más amplio y menos profundo que el actual valle correspondiente al río Fortaleza, ahora profundizado por la etapa de erosión Cañón.

Los bloques angulares de la formación Cochapunta que se encuentran en parte del tufo basal, sobre el cerro Pacar, fueron probablemente barridos por el flujo principal ignimbrítico del tope del montículo de la roca basal, hacia las capas de tufos anteriores, cuando el colchón de aire desapareció, depositándose este flujo principal sobre la superficie cuando aún el material se movía cuesta abajo (Fig. 12-C).

Edad y Correlación .- La formación Fortaleza es posterior al levantamiento principal de los Andes, así como a los volcánicos Calipuy y a la Superficie Puna; yace sobre un corte equivalente a la superficie Matabalbo, profundamente erosionada por la etapa de erosión Cañón. Su edad exacta es incierta pudiendo pertenecer al Plio-Pleistoceno, sin embargo una muestra recogida por Paul Wilson de la Universidad de Liverpool, en 1973 para la determinación de su edad radiométrica, permitirá precisar su edad.

La formación Fortaleza es similar en litología a la formación Yungay descrita por WILSON et, al (1967) en el Callejón de Huaylas y podría grosso modo ser comparable en edad.

Ambiente de Deposición .- La formación Fortaleza es el producto de un flujo de ceniza volcánica que corrió a lo largo del río Fortaleza, luego de un fuerte levantamiento de los Andes y de una intensa erosión. El flujo localmente resbaló algunas lomadas y se depositó en ciertos valles tributarios del río Fortaleza, a corta distancia de sus desembocaduras.

No se observó vestigios de vegetación en el suelo del conglomerado infrayacente, por lo tanto el clima de la región pudo haber sido desértico, y la corriente de Humboldt existió frente a la costa del Perú, hasta latitudes como en la actualidad, entonces la Cordillera de los Andes debe haber existido como una cadena montañosa de gran altitud como para impedir el avance hacia el oeste de las nubes provenientes de la amazonía, como lo hace ahora.

La formación Fortaleza no parece estar presente en el lado norte de la parte alta del valle del río Santa y por lo tanto su erupción pudo haber sido según la línea de falla que formó el borde sur de dicho valle en la vecindad de Conocochoa.

DEPOSITOS ALUVIALES

Los depósitos aluviales se encuentran en las quebradas y valles así como sobre las superficies de erosión de diferentes edades. Ellos típicamente consisten de intercalaciones de conglomerado, arena y limo que ocurren a distancias altas sobre el nivel del mar. Los conglomerados son bien redondeados y clasificados.

Depósitos de la Superficie de Erosión Matacaballo

La mayor cantidad de aluvión yace sobre la superficie Mataballo, y sobre la superficie Minas Pampa. Estos depósitos se acumularon durante una fase tardía de la etapa de erosión Mataballo, luego de la formación de la mayor parte de su superficie, siendo anteriores a la ignimbrita de la formación Fortaleza y a la etapa de erosión Cañón.

Pueden dividirse en cuatro grupos :

1. Depósitos potentes de conglomerado mal clasificado, mal estratificado y moderadamente redondeado a angular que ocurren en las partes altas de muchos valles. Generalmente acumulados en laderas moderadamente inclinadas y presentan un contenido principal de fragmentos estimados de origen local, que probablemente son depósitos de huaycos.
2. Depósitos potentes de limo y arena con menor cantidad de conglomerados redondeados a angulares, localizados en los valles amplios de las depresiones de la superficie Minas Pampa. Son moderadamente clasificados y bien estratificados: representando principalmente material transportado por agua, luego de una erosión en la superficie Minas Pampa.

3. Depósitos potentes de conglomerado estratificado, arena y limo presente en la región costanera, sobre la superficie Matacaballo. Generalmente bien clasificados y probablemente formados de material hidro-transportado, originados principalmente por intemperismo de las superficies Minas Pampa y Matacaballo; fueron depositados por inundaciones cuando la superficie Matacaballo aún estaba cerca al nivel del mar.
4. Depósitos de conglomerado bien redondeado y clasificado, se les describe bajo el nombre de “Conglomerado Huarmey” y que representan depósitos fluviales maduros.

Conglomerado Huarmey

Este conglomerado se encuentra sobre la superficie Matacaballo a ambos lados de la carretera Panamericana, sobre las lomas de Pacayal, cerros Las Minas y entre Paypay y la hacienda Lecheral. También se le encuentra sobre la superficie Minas Pampa, que presenta mayor disección, y en el cerro Car Car, al sur del río Huarmey. Los conglomerados consisten en cantos bien redondeados, de unos 6 cms. de diámetro, los cuales están manchados con limonita. Estos depósitos, en la superficie Matacaballo, al sur de Huarmey, se encuentran entre altitudes de 40 a 100 m. y tienen una potencia de 50 m. en las lomas de Pacayal. Sobre la superficie Minas Pampa, al este de Huarmey, ellos se encuentran entre altitudes de 200 a 450 m. y en el cerro Son Son tienen un grosor de 100 m.

Conglomerado Chasquitambo

Este conglomerado ocurre en las terrazas de los valles de los ríos, entre Chasquitambo, Chaucayán y Purísima, en la localidad de Rumi Torrecoto. Estas terrazas, representan el fondo antiguo del valle, cuando era más amplio y menor profundo que en el presente y son probablemente contemporáneas con los depósitos acumulados sobre la superficie Matacaballo. En consecuencia el conglomerado Chasquitambo es similar al de Huarmey y consiste en cantos bien redondeados y pequeños gujarros con manchas marrones. En Chasquitambo tiene una potencia de 100 m. y se encuentran en la terraza principal del valle del río Fortaleza que que tiene un desnivel de 700 m. entre Chasquitambo y Chaucayán situados a 16 km uno del otro. En el valle del río Fortaleza justo al sur de Chaucayán, la ignimbrita de la formación Fortaleza yace directamente sobre la terraza principal y en la parte alta del valle del dicho río se extiende hasta más allá de Conococha y descansa sobre un suelo antiguo y sobre los depósitos aluviales que cubrieron el fondo antiguo y amplio del valle indicado líneas arriba. Este suelo y los depósitos aluviales parecen ser contemporáneos con el conglomerado Chasquitambo el cual sería, por lo tanto, más antiguo que la formación Fortaleza. Un pequeño afloramiento de conglomerado similar al descrito se encuentra entre los 700 a 800 m..s.n.m., sobre una terraza de la quebrada Cuyash, al norte del valle del río Fortaleza, 7 km río debajo de Chasquitambo.

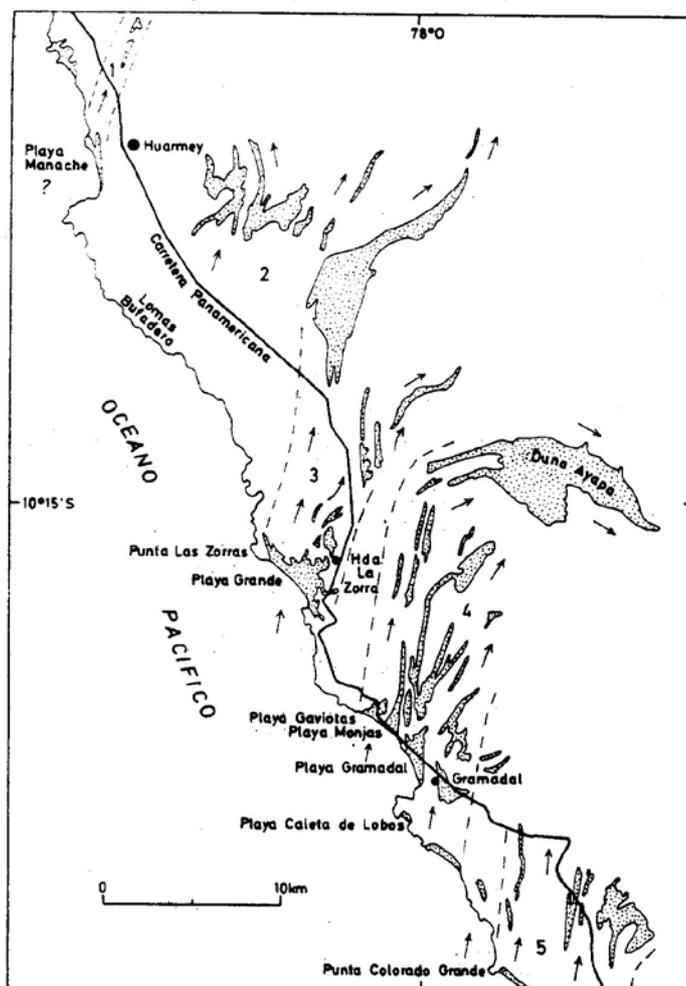


Fig.14.- Arenas eólicas activas que provienen de cinco fuentes principales: (1) Playa Manache, (2) Una fuente ubicada posiblemente en la vecindad de Lomas Bufadero, (3) Playa Grande, al sur de Punta Las Zorras, (4) Playa Gaviotas, Playa Las Monjas, Playa Gramadal, Playa Caleta de Lobos y una amplia playa más al sur y (5) Playa al sur de Punta Colorado Grande. Las flechas indican la dirección de movimiento de las dunas.

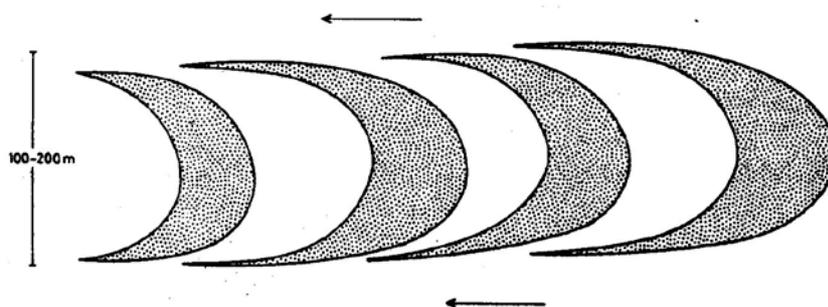


Fig.15.- Detalle de una sucesión típica de dunas existentes en las columnas de arena mostradas en la fig.14. Las flechas muestran la dirección del movimiento de éstas.

Conglomerado Yana Orcco

Este conglomerado se encuentra como pequeños afloramientos dispersos, parcialmente erosionados, sobre la superficie de Minas Pampa, dentro de una franja con dirección norte-sur y que se extiende desde el Cerro Yana Orcco, a través del Río Seco Lupín, la quebrada de Cortaderas y el río Fortaleza hasta un punto ubicado entre La Rinconada y Huaricanga.

Principalmente consiste en cantos bien redondeados de gabro y diorita del complejo Patap, del Batolito costanero y están manchados de marrón. La mayor parte de este conglomerado yace entre altitudes de 700 y 800 m. y es probablemente contemporáneo con los conglomerados Chasquitambo y Huarney.

Depósitos de la Etapa Cañón

La mayoría de los valles que fueron profundizados durante la fase temprana de la etapa Cañón se hallan ahora cubiertos por depósitos aluviales. Estos depósitos consisten en gravas, arenas y limos moderadamente clasificados y que fueron derivados por acción del agua tanto sobre depósitos aluviales más antiguos como sobre material nuevo de rocas intemperizadas. Ellos representan una etapa importante de deposición durante la etapa Cañón.

La erosión de la etapa Cañón ha entrado ahora en una tercera fase en la cual estos depósitos aluviales están siendo cortados durante el flujo de agua poco frecuente en los valles y quebradas. Las numerosas y pequeñas terrazas que se ven en las partes más bajas de la mayoría de los valles, sobre los depósitos aluviales, fueron formadas durante esta tercera fase e indican un levantamiento reciente en relación al nivel del mar.

DEPOSITOS EOLICOS

Depósitos eólicos de arenas se encuentran en toda la región costanera; derivan de arenas de playa y penetran hasta 20 km de la costa. Hay dos grupos de arenas eólicas; uno de arena estabilizada y otro más joven de arena activa.

Arenas eólicas estabilizadas

Estas se encuentran sobre la superficie de erosión Mataballo, tanto entre el río Huarney y Lomas Playuelas, en la vecindad de la parte baja de la quebrada Río Seco de Jaupa, sobre los cerros Cabeza de Toro y Los Morros, como hacia el sur, cerca de Punta Colorada Grande. Yacen sobre la superficie erosionada Mataballo y sobre depósitos

aluviales antiguos y están erosionadas por la fase más reciente de incisión de los ríos. Probablemente se formaron de manera similar y los aún activos depósitos de arena eólica y fueron estabilizados por el crecimiento de una escasa vegetación, y por la formación de humus durante un período más húmedo que el presente.

Arenas Eólicas Activas

Estas se encuentran en cinco franjas como se muestran en la Fig. 14, las cuales tienen un rumbo NNE-SSO, y son paralelas a la dirección del viento, provienen de las fuentes siguientes :

1) Playa Manache. 2) Una probable fuente ubicada en la vecindad de Lomas Bufadero, ahora extinguida. 3) Playa Grande, al sur de Punta Las Zorras, 4) Playa Gaviotas, Playa Las Monjas, Playa Gramadal, Playa Caleta de Lobos y una playa grande al sur 5) La playa ubicada al sur de Punta Colorada Grande.

Las arenas eólicas se acumulan en hileras angostas de dunas (Fig. 15) que avanzan en línea recta en dirección NNE, paralelas a la dirección de los vientos, a través de una topografía irregular. Tierra adentro la potencia del viento decrece y la fricción causada por las irregularidades en la topografía aumenta en su efecto siendo las dunas desviadas por colinas prominentes, tal como lo Señala Ayapa en la cuarta franja.

La duna más grande de la región es la duna Ayapa que cubre un área de 25 km² y se eleva hasta una altitud de 1,200 m. sobre los cerros Luis Pardo y Ayapa Chacrán. La duna Ayapa es alimentada directamente por las dos acumulaciones de dunas al oeste y su frente está invadiendo a la quebrada Murpa al este, donde causa dificultades al tránsito vehicular, dentro del valle.

El movimiento de arena en las franjas 3 y 4 cerca de sus fuentes, dificulta igualmente al tránsito motorizado sobre la carretera Panamericana precisamente al norte de la hacienda La Zorra, así como al norte de Gramadal. El movimiento de arena en estas franjas puede ser impedido ya sea estabilizando la arena en la fuente, mediante el crecimiento de vegetación o construyendo un canal de flujo de agua a través de la cadena de dunas el cual acarrerearía a las arenas de vuelta al mar. Al presente el peligro que representan estas arenas no parece ser serio, pero si alguna vez se tornan más riesgosas para el transporte, se podría bombear aguas subterráneas para cualquiera de estas soluciones a partir de pozos que se ubicarían cerca de las desembocaduras de la quebrada Gramadal, Río Seco de Jaupa y Pararín. La hacienda La Zorra obtiene su agua de esta forma y es probable que haya, aguas subterráneas en la quebrada Gramadal.

BATOLITO COSTANERO

INTRODUCCION

El Batolito Costanero forma un afloramiento continuo, a través de la región, a manera de una franja paralela a la línea de costa y a la Cordillera de los Andes, entre 10 y 60 km tierra adentro. Ambos márgenes el occidental y el oriental del batolito buzan o se inclinan hacia afuear con ángulos altos; pero gran parte del sector nororiental del batolito está cubierto por volcánicos que yacen sobre una techo relativamente plano del batolito.

El batolito es una masa inmensa y heterogénea de rocas ígneas que fueron intruídas como numerosos plutones y cuerpos tabulares. Cada plutón, es un cuerpo mapeable con contactos parados y techos planos. Muchos plutones se componen de un mismo tipo de rocas y cada tipo de roca principal mapeable se denomina “unidad”. La unidad es la división fundamental del batolito y es análoga al término lito-estratigráfico “formación”. Un conjunto de unidades constituye a un “Complejo” (o super-unidad de COBBING y PITCHER, 1972), equivalente a “Grupo”. La sub-unidad es la división de una unidad que corresponde al término lito-estratigráfico “Miembro”.

Los componentes principales del batolito enumerados en orden de edad, de abajo (los más antiguos) hacia arriba (los más modernos) son los siguientes :

Complejo Puscao – San Jerónimo.	Unidad	Diques de microdiorita Diques de Microgranito porfirítico
	San Jerónimo	Sills de aplita Plutones de sienogranito
	Unidad	Diques y sills de Aplita
	Puscao	Granodiorita Baranda Plutones de monzogranito (Adamelita)

	Aplita Pedregal Unidad de granodiorita Huampi Piruroc
Complejo Santa Rosa	Unidad Cuyhuay Chico Unidad de Tonalita Corralillo Unidad de tonalita Huaricanga Milonitas Puca Punta
Complejo Pacho	Unidad de Diorita
Complejo Patap	Unidades de Gabro Y Diorita

Además diques de microdiorita se intruyeron entre y durante el emplazamiento de todos los complejos.

En general, los plutones antiguos son básicos mientras que los modernos son ácidos. Parece que hubo pausas notables entre la intrusión de los complejos Patap, Paccho y Santa Rosa así como entre los complejos Santa Rosa y Puscao-San Jerónimo. Determinaciones de edad radiométrica de edad radiométrica preliminares por STEWART, EVERNDEN and SNELLING (1974) sugieren que el emplazamiento del batolito puede haber tomado unos 90 millones de años.

Las rocas ígneas se nombran de acuerdo a las definiciones recomendadas por STRECKEISEN (1973), los campos composicionales de las unidades litológicas principales se muestran diagramáticamente en la Fig. 16. El término roca-caja o encajonante (host rock) se usa para denominar a toda la roca de un plutón, dique o sill la intruyó: mientras que “rocas del país”(country rocks) se restringen a las rocas pre-batolíticas (anteriores al complejo Patap).

COMPLEJO PATAP

El complejo Patap se presenta como afloramientos dispersos que forman sólo el 5% del área total expuesta del batolito (Fig. 18) y han sido extensamente cortados y metamorfizados por complejos intrusivos más modernos. Se encuentran constituyendo parte del batolito y la mayoría de las veces forman tabiques entre las intrusiones más modernas y las rocas del país. Este complejo consiste de diorita a hornblenda y en menor cantidad de gabro a hornblenda que fueron emplazados por etapas. Ellos poseen una gran variedad en el tamaño de los garnos y tienen texturas ígneas y metamórficas.

Los contactos con las rocas del país se ven en las partes bajas del valle Huayllapampa, en la parte alta de las quebradas Patap, Acuas y Contaderas Grande; igualmente en las partes bajas del Río Seco-Lupín, Río Seco Calli, quebrada Repartición y Qda. Pararín. También en la parte alta del río seco Calli y Qda. Jaupa. De la misma manera cerca de Parapaco y al norte de Copa, justo al este del cuadrángulo de Huayllapampa. Los contactos son definidos pero en muchos casos los rasgos originales han sido borrados por deformación ulterior que resulta en el desarrollo de milonitas durante etapas tardías de su emplazamiento y por deformación asociada con las fases iniciales de la intrusión del complejo Santa Rosa. Las milonitas se desarrollaron a lo largo de los contactos y en zonas angostas dentro de las rocas del país, sub-paralelas a sus contactos. En ciertos lugares donde los contactos no están deformados, las rocas Patap son aquí de grano más fino.

No se ha reconocido con certeza metamorfismo causado por la intrusión de las rocas Patap porque éstos sólo forman tabiques entre rocas del país y las intrusiones más jóvenes. El metamorfismo más evidente de las rocas del país pudo haber resultado del emplazamiento de las intrusiones más recientes ya que efectos metamórficos similares se notan en rocas del país que están en contacto directo con intrusivos recientes.

Las rocas Patap afloran como remanentes y como tabiques parados en el techo y en las paredes, respectivamente, de las intrusiones más jóvenes. La mayor parte se hallan entre los contactos de los intrusivos recientes con las rocas del país. En muchos lugares, tal como se observa, tanto entre los cerros Puca Punta como a través de los cerros Agua Salada, Yana Orcco y Chacuas, se hallan pequeños afloramientos de las rocas Patap a través de todo el ancho del batolito, lo que parece ser el techo del complejo Santa Rosa. Esta zona es seguida hacia arriba por otra que contiene remanentes de las rocas pre-batolíticas. Esto último descrito, junto con la amplia distribución de las rocas Patap en forma de tabiques en los techos y paredes de los intrusivos del Batolito, sugieren que las rocas Patap formaron, en una época, una masa más o menos continua en toda la zona, ahora ocupada por las unidades graníticas más recientes.

Muchas terrazas están constituidas, en gran parte, por rodados de gabro y diorita Patap, especialmente al oeste del Río Seco Lupín, en la quebrada Tincoj y en el cerro Trinchera, al SO de Choque. Su relativa abundancia se debería a la resistencia de estos rodados que ofrecen a la desintegración erosiva pero también podría ser el resultado de una mayor extensión de los afloramientos del gabro y la diorita, ya que en muchos lugares el volumen de estas rocas, en las terrazas, es mayor el volumen local de ellas in situ.

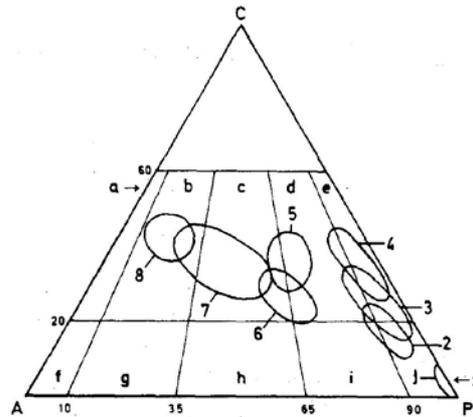


Fig. 16.- Campos composicionales de las unidades principales del Batolito Costanero. En el diagrama triangular; C = Cuarzo, P = Plagioclasa, A = Feldespato potásico y albita, basado en análisis modales de 10 rocas de cada unidad con 1,000 puntos contados para cada sección delgada. (1) Complejo Patap, (2) Complejo Paccho, (3) Unidad Huaricanga, (4) Unidad Corralillo, (5) Unidad Huampi Piruroc, (6) Granodiorita Baranda, (7) Unidad Puscao, (8) Unidad San Jerónimo. Los nombres de las rocas siguen la nomenclatura de Streckeisen (1973): (a) granito a feldespato alcalino, (b) sienogranito, (c) monzogranito, (d) granodiorita, (e) tonalita, (f) sienita a feldespato alcalino, (g) sienita, (h) monzonita, (i) monzodiorita y monzogabro, (j) diorita - gabro - anortosita.

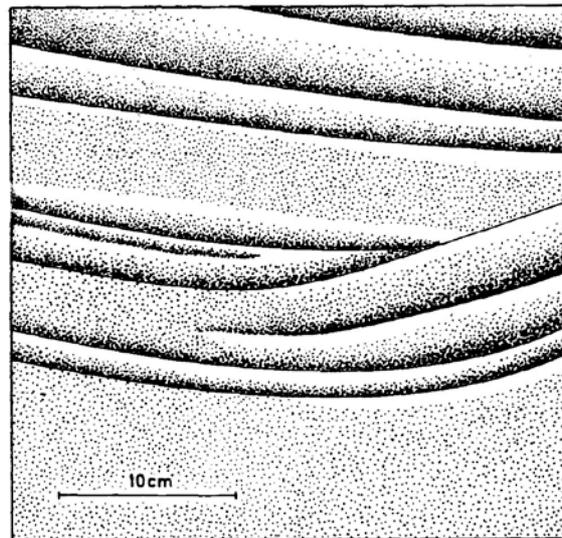


Fig. 17.- Gabro a hornblenda del complejo Patap mostrando bandeamiento composicional y estratificación cruzada que indican corrientes durante la precipitación y asentamiento por gravedad de los cristales de hornblenda en el magma gabroico. Loc. A, Fig.18.

-Composición y estructura interna .- Los gabros y las dioritas del complejo Patap pueden dividirse, de acuerdo a sus texturas primarias en :

1. Gabros y dioritas de grano fino y textura ofítica
2. Gabros y dioritas de grano grueso y textura ofítica
3. Gabros y dioritas pegmatíticas
4. Diorita hornbléndica laminada
5. Diorita hornbléndica orbicular

En la vecindad de Patap y en los cerros Gargar y Pucaranga así como en las partes altas de la quebrada Contaderas Grande, el gran afloramiento del complejo Patap, que forma la cubierta del techo plano del plutón Chasquitambo de la unidad Puscao, consiste de diorita a hornblenda bandeada y diorita leucócrata pegmatítica. El bandeamiento consiste de una alternancia de bandas ricas en máficos, de 15 mm. de grosor, con otras de plagioclasa principalmente, con menos de 5 mm. de grosor. Se puede ver asimismo, ciertas estructuras parecidas a estratificación cruzada (Fig. 17). El bandeamiento y la estructura pegmatítica fueron cortadas por venas cuarzofeldespáticas, diques de diorita pegmatítica y venas de epidota durante las últimas etapas del emplazamiento del complejo Patap.

Estos diques y venas fueron subsecuentemente cortadas por diques porfiríticos, de composición andesítica, color gris oscuro y metamorfizadas por plutón Chasquitambo, pertenecientes a la unidad Puscao. En el cerro y quebrada Llama Rumi y cerro Shillquín (loc. B. Fig. 18), la parte más antigua del complejo Patap está bandeada en forma similar a los gabros y dioritas de la vecindad de Patap. El bandeamiento es sub-vertical y tiene un rumbo NNO-SSE. Estructuras que se asemejan a bandeamiento gradacional y a bandeamiento por corrientes, están bien desarrolladas, pero al presentarse invertidas, en algunos lugares, parecen no representar rasgos de diferenciación gravitacional. Estructuras orbiculares (Fig. 19^a) y estructuras tipo “ festón ” (Fig. 19^b), también se pueden ver. Estas estructuras están cortadas por una diorita ofítica, de grano medio que forma masas irregulares y cuerpos tabulares la cual, a su vez, es cortada por diques de microdioritas.

Las estructuras orbiculares se exponen mejor en el gabo y en la diorita que afloran al norte de la quebrada Pararín (Localidad C, Fig. 18). Ellas también se observan en los fragmentos de las terrazas que se encuentran en la parte media del Río Seco-Lupín y alrededor de su unión con la quebrada Agua Salada (Localidad D. Fig. 18). Las orbículas son sub-esféricas y consisten de zonas alternadas de plagioclasa, hornblenda y piroxeno, (Fig. 20). Al norte del camino, justo al oeste de Copa en el cuadrángulo de Chiquián, la intrusión más antigua de diorita fue acompañada de microgranito. El microgranito se caracteriza por los cristales prismáticos de hornblenda verde. En sección delgada la hornblenda es poiquilítica y está parcialmente alterada a clorita, esfena y minerales opacos. Se halla junto a cristales de plagioclasa en una matriz compuesta por agregados granulares de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, en forma de pertitas y de intercrecimientos gráficos. Este microgranito

contiene lineamientos de cuarzo y feldespato y fue deformado y cortado por venillas de epidota, que fueron a su vez cortadas por diques de microdiorita de textura ofítica, algunos de los cuales contienen remanentes de diorita pegmatítica.

La diorita más antigua es típicamente de grano grueso y leucócrata. Contiene dos generaciones de hornblenda, (una cubriendo un núcleo más antiguo y otra secundaria que creció alrededor de núcleo de piroxeno). A 50 m. de su contacto con el microgranito, tiene grano fino y está parcialmente recristalizada; presenta textura apinitica y contiene remanentes de diorita pegmatítica (Fig. 21^a); esto parece ser por efecto de contacto con el microgranito. Ambas texturas; la pegmatítica y la apanítica, de la diorita, están cortadas por vetas de epidota que a su vez son cortadas por diques de microdiorita. Los diques de microdiorita se hallan en la pegmatita diorítica ya sean en forma tabular o en forma de almonadas sucesivas. En algunos lugares de diorita leucócrata, de grano grueso, está veteada por pequeñas ocurrencias ácidas, las que se presentan variablemente deformadas y foliadas.

La secuencia de los eventos, dentro de esta parte del complejo Patap, entre Parapaco y Copa es :

1. Emplazamiento y cristalización de una diorita leucócrata de grano grueso y del cuerpo principal de microgranito. La facies apinitica de la diorita, en comparación con la del microgranito parece ser un efecto de reacción marginal en la diorita y la edad relativa de ambas no es clara.
2. El microgranito fue deformado y junto con la diorita de grano grueso, fue cortado por venas de epidota.
3. Los diques microdioríticos fueron intruídos más o menos sincrónicamente con la inyección de material ácido de los complejos de enillas reticulares y la matriz de los diques almohadillados de microdiorita. (Fig. 21b).
4. Los complejos de vetas reticuladas fueron deformados.

Todos estos rasgos fueron cortados por diques de microdiorita de dirección andina antes de emplazamiento de los complejos Paccho y Santa Rosa.

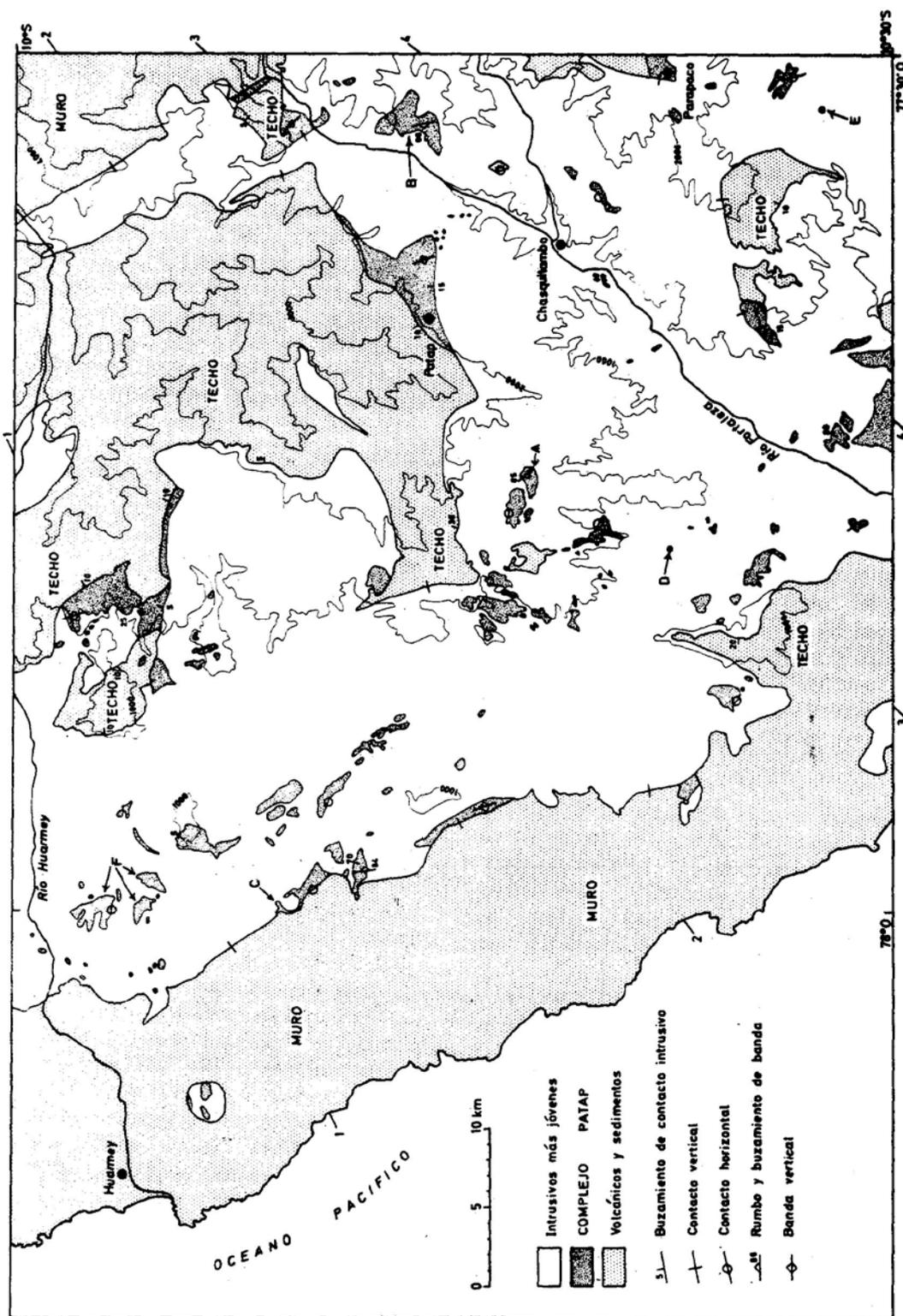


Fig. 18.- Mapa simplificado mostrando los afloramientos del complejo Patap, el techo y las cajas del Batolito Costanero y las líneas de las secciones 1 a 4 correspondientes a la fig. 31 - b.

El bandeamiento, de escala centimétrica, es el rasgo más extenso dentro del complejo Patap. En los grandes fragmentos de gabro que constituyen el componente principal de una terraza erosionada, al oeste del cerro Trinchera (Localidad E. Fig. 18), la plagioclasa y la hornblenda están alineadas dentro del bandeamiento, la que se halla superimpuesta por pórfiroblastos poiquilíticos de 10-75 mm. de diámetro. Estos pórfiroblastos son cortados por una delgada segregación de plagioclasa sub-paralela a la primera foliación. En algunos fragmentos de gabro el bandeamiento y la primera foliación han sido fuertemente deformadas y cortadas por zonas de cizallamiento (Fig. 22).

Petrografía .- Una diorita típica del complejo Patap, consiste de una red de cristales de plagioclasa (An 40-509) y por algunas hornblendas verdes y augitas, las cuales están mezcladas con ilmenita, cuarzo en un porcentaje menor al 5% y pequeñas cantidades de hiperstena y biotita. Muchas de las rocas están alteradas y contienen hornblenda verde secundaria, tremolita, actinolita, clorita y esfena. En algunos lugares, como al sur de la quebrada Gargar y en los cerros Cascajal (localidad F. Fig. 18), la diorita contiene hojas grandes y poiquilíticas de biotita.

Edad y Correlación .- El complejo Patap intruye a los volcánicos del Grupo Casma y es cortado por diques de microdiorita, de dirección andina, y por el complejo Paccho. Es probablemente equivalente a los gabros antiguos, dioritas y melagabros mapeados por COBBING y GARAYAR (1973) y COBBING y PITCHER (1972) en el Batolito Costanero del sur de esta región.

El bandeamiento de escala centimétrica es la estructura predominante en todos los afloramientos del complejo Patap. Este tiene generalmente un rumbo sub-paralelo a la dirección longitudinal del batolito, y buza con ángulos altos, ya sea en afloramientos que se hallan en las paredes empinadas de los plutones más recientes o en los afloramientos en los techos de estos plutones. Esta situación sugiere que el bandeamiento se originó con esta posición sub-vertical o que fue plegada antes de la intrusión de los complejos más jóvenes de batolito. En algunos lugares del mundo, la similitud del bandeamiento composicional con el bandeamiento en intrusiones básicas, considerada como un ordenamiento de los cristales en capas de magma sub-horizontal y, en nuestro caso, la evidente y gran deformación ocurrida durante la intrusión del complejo Patap, sugieren que la posición sub-vertical del bandeamiento puede ser precisamente el resultado de la deformación. El rumbo del bandeamiento es sub-paralelo a las superficies axiales de los pliegues principales de los volcánicos del Grupo Casma y por lo tanto el complejo Patap pudo haber sido intruído durante una etapa tardía del plegamiento de estos volcánicos, constituyendo posiblemente la fuente de la formación Pararín perteneciente al Grupo Casma.

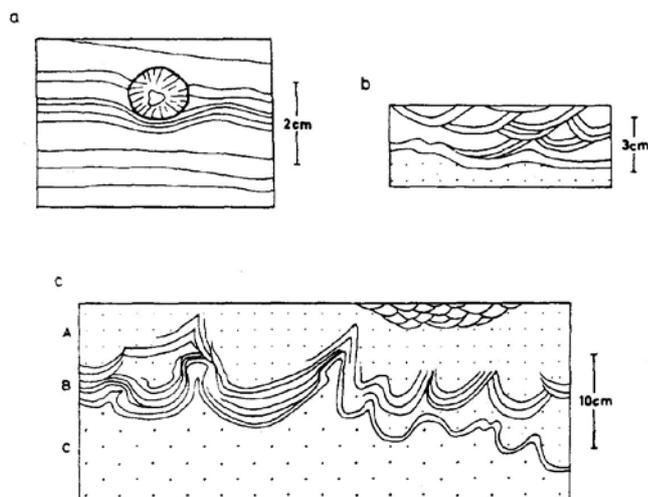


Fig. 19.- Estructuras ígneas en la diorita a hornblenda del complejo Patap, en la quebrada Llama Rumi (Loc.B, Fig. 18). (a) estructura orbicular y bandeamiento composicional; (b) y (c) estratificación tipo festón debido a gradación composicional. A = diorita a hornblenda de grano fino; B = diorita a hornblenda de grano fino con bandeamiento composicional y C = diorita a hornblenda de grano medio.

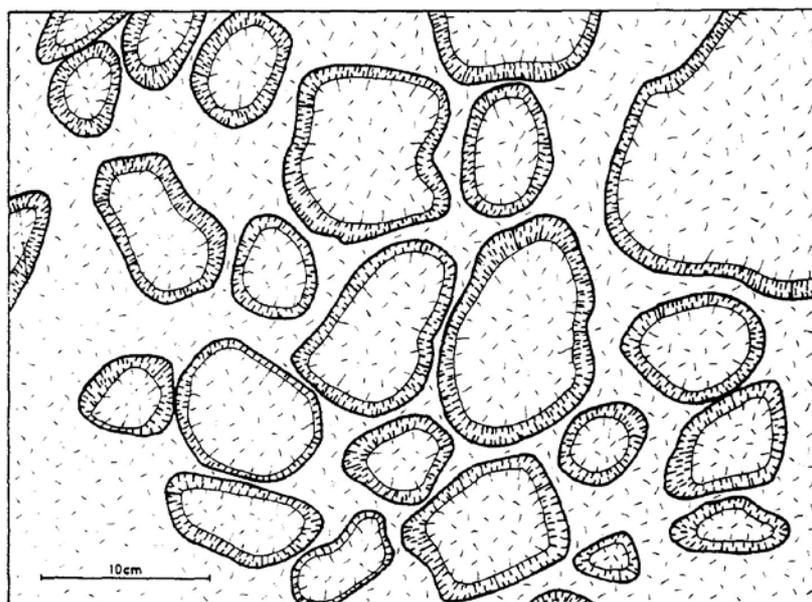


Fig. 20.- Estructura orbicular en gabro a hornblenda del complejo Patap con crecimiento radial de hornblenda alrededor de fragmentos de gabro que fueron violentamente agitados en el magma gabroico fluído. Localidad C, Fig. 18.

COMPLEJO PACCHO

Este complejo se halla en la parte este del batolito, entre altitudes de 1,200 y 1,400 m. (Fig. 23). En forma general es un complejo de meladiorita, diorita-cuarcífera y monzodiorita cuarcífera, de grano fino en los cuales los contactos gradacionales parecer ocurrir con más frecuencia que los contactos nítidos. No se han mapeado las sub-divisiones del complejo Paccho en la misma forma que el complejo Santa Rosa por encontrarse en terreno poco accesible con laderas empinadas, parcialmente cubiertas por suelos y vegetación.

El contacto del complejo Paccho con las rocas del país se ven mejor justo al norte de la latitud 10° S, al oeste del río Cotaparaco (Fig. 24). El contacto es sub-vertical y el complejo Paccho corta a lavas de la formación Lupín incorporando grandes bloques de éstas. Al este de Chasquitambo, sobre los cerros Carapunco y Palermo, así como al NE de esta misma localidad, sobre el cerro Capillanía, la diorita Paccho está en contacto con el complejo Patap. La diorita Paccho es localmente de grano más fino en el contacto y en el cerro Capillanía corta al complejo Patap en forma de diques, incorporando bloques de este último. En algunas localidades la diorita Paccho está foliada cerca de su contacto con el complejo Patap.

La forma de los plutones Paccho ha sido modificada por la erosión. La mayor parte de los contactos originales son empinados pero un techo sub-horizontal del complejo Paccho puede verse en la cerro Matamarca, cerca de Parapaco. Estos contactos sugieren que la forma de complejo Paccho puede haber sido similar a la tonalita Huaricanga, unidad perteneciente al complejo Santa Rosa.

Composición y Estructura Interna .- El complejo Paccho consiste de dos tipos de rocas: una meladiorita homogénea, de grano fino, que carece de xenolitos y una diorita leucócrata, de grano grueso con numerosos xenolitos pequeños y redondeados de meladiorita. Al este de Chasquitambo, en el cerro Carapunco, una de estas unidades grada hacia la otra, dentro de una distancia de 100 m. En otros lugares ambas unidades gradan, por incremento en la proporción de feldespato potásico respecto a la plagioclasa, a una monzodiorita y monzonita.

Petrografía .- Una diorita Paccho típica consiste de un intercrecimiento de plagioclasa (An 40-50), con cantidades variables de biotita poiquilítica y pequeños cristales poiquilíticos de hornblenda verde, que forman agregados con ilmenita. El cuarzo y el feldespato potásico ocurren en los intersticios y como intercrecimientos irregulares. El feldespato potásico también ocurre reemplazando parcialmente a la plagioclasa. En la mayoría de los casos las rocas están parcialmente alteradas observándose la plagioclasa nublada y reemplazada, en parte, por sericita; la biotita y la hornblenda verde están alteradas dando como resultado agregados de clorita y minerales opacos. Cerca de Huaquiión, al SE de Llacllín, grandes cantidades de pirita y chalcopirita se hallan en la diorita Paccho.

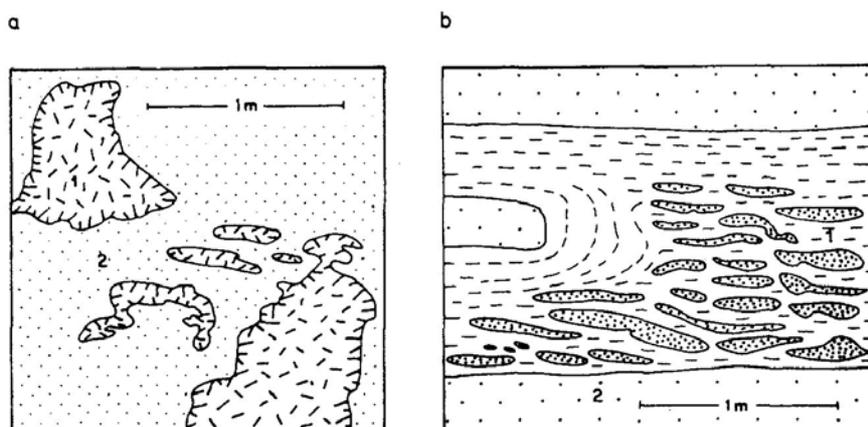


Fig.21.- Estructuras ígneas en diorita a hornblenda del complejo Patap, al este de Parapaco. (a) Remanentes de pegmatita diorítica (1) en una diorita apinitica de grano fino, cerca al - contacto con el microgranito Patap. (b) complejo de venillas reticuladas deformadas de fragmentos de dique de microdiorita (1), en la granodiorita cuarzo feldespática Patap, de forma tabular (con líneas que marcan la foliación), dentro de la diorita gruesa.(2).

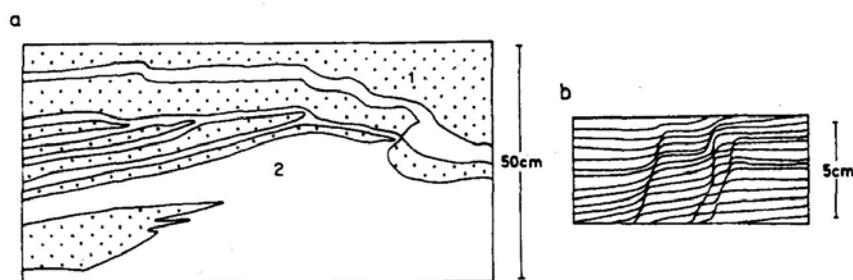


Fig. 22.- Bandeamiento composicional deformado del gabro a hornblenda del complejo Patap observado en los bloques del lado oeste del cerro Trincheras (Localidad E, Fig.18). En (a) el bandeamiento es entre melagabro 1 y leucogabro 2. (b) muestra zonas de cizalla que cruzan el gabro composicionalmente bandeadado - las que son marcadas por porfiroblastos de hornblenda más jóvenes.

Edad y Correlación .- El complejo Paccho corta a los Grupos Casma y Huayllapampa así como al complejo Patap. En el lado sur del cerro Copa de Sombrero al ESE de Chasquitambo, la diorita Paccho está cortada por vetillas de la tonalita Corralillo, la que tiene un margen pegmatítico de cuarzo-epídota en su contacto con la diorita Paccho. La diorita Paccho no se vé en contacto con la tonalita Huaricanga pero, en la región de Sayán, un miembro del complejo Santa Rosa, equivalente a la tonalita Huaricanga, corta a la diorita Paccho (COBBING y PITCHER, 1972).

El complejo Paccho en esta área es similar en litología, a parte del plutón reconocido inicialmente con el mismo nombre, cerca a Sayán, por COBBING y PITCHER (1972). Algunas partes del complejo Paccho fueron descritas también por COBBING y GARAYAR (1973) y por TAYLOR (1973).

COMPLEJO SANTA ROSA

El complejo Santa Rosa es el componente principal del batolito y se extiende, como un afloramiento continuo, a través de la parte occidental y central del Batolito. Su afloramiento tiene un ancho de 32 km y consiste de tres unidades de las cuales la más antigua, (tonalita Huaricanga) fue precedida por el desarrollo de fajas angostas de milonita y esquisto cuarzo-hornbléndico llamado “Milonitas Puca Punta”. Además dentro de este complejo se ha distinguido pequeños afloramientos de dacita y cuarzo que constituyen la unidad Cuyhuay Chico, así como stocks de aplitas pertenecientes a la unidad denominada “Aplita Pedregal” .

Los plutones individuales son amplios en extensión y presentan variaciones y cambios gradacionales en su interior.

Los plutones Santa Rosa cortan a los complejos Patap y Paccho siendo a su vez, cortados por el complejo Puscao-San Jerónimo. La tonalita Huaricanga es de grano medio, similar en textura y composición a la tonalita Santa Rosa, típica del área de Sayán que fue descrita y denominada así, por primera vez, por COBBING y PITCHER (1972), la cual es de grano grueso.

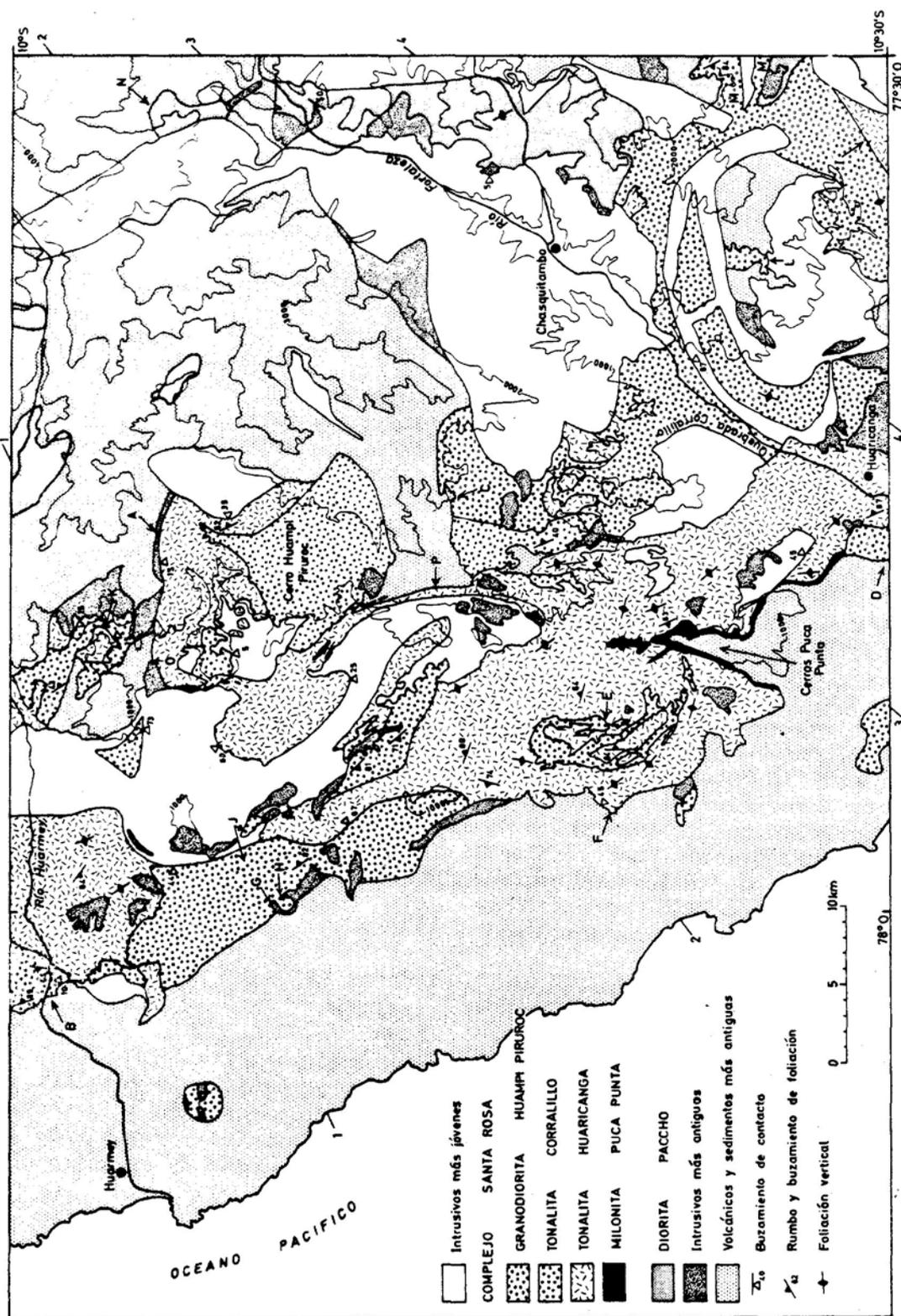


Fig. 23.-Mapa simplificado de los complejos Paccho y Santa Rosa mostrando las líneas de sección a 1 a 4 de la fig. 31b.

Milonitas Puca Punta

Fajas angostas de milonita y esquistos cuarzo-hornbléndico, que alcanzan algunos metros de grosor, se hallan entre las rocas del país, y la tonalita Huaricanga en forma sub-paralela, con sus paredes escarpadas y su techo casi plano (Fig. 23). Estas franjas cortan al complejo Patap y son a su vez cortadas por la tonalita Huarincaga que contiene entre otros, xenolitos de las milonitas. Las milonitas son rocas oscuras, de grano fino, con marcada esquistosidad, en algunos lugares contienen inclusiones lenticulares de los volcánicos Casma y de las rocas Patap así como lozas con “boudines” de material ácido. En muchos casos las inclusiones representan una mayor variedad de tipos de rocas que las adyacentes. Pequeñas cantidades de milonitas cuarcíferas y leucócratas también se ven en algunos lugares. Aunque la estructura de estas rocas es milonítica, ellas fueron completamente recrystalizadas durante la intrusión de plutones posteriores y su textura es equigranular-poligonal y mosaica. El bandeamiento es marcado por una alternancia de capas melanócratas y leucócratas de menos de 1 mm. de grosor cada una.

Los contactos de las fajas de milonita que parecen zonas de cizallamiento, son gradacionales con las rocas encajonantes que están localmente deformadas. Sin embargo, en vista de que las milonitas difieren en composición con las rocas de caja, al contener estas últimas, una gran variedad de inclusiones, ellas parecen derivar de capas intrusivas que actuaron como zonas de cizallamiento durante la cristalización, debido a que fueron más dúctiles que las rocas de caja.

Los esquistos de hornblenda y las milonitas se desarrollan más en las partes bajas del Río Seco-Lupín y en los cerros Puca-Punta y Bacu, donde buzan moderadamente en las escarpas sur-orientales, paralelos a los bordes del complejo Santa Rosa. En este sector cortan a la formación Lupín del Grupo Casma, y al complejo Patap (Fig. 25). Esta secuencia es típica de numerosos contactos reactivados por el batolito los cuales son complicados tanto por la presencia de otras zonas paralelas de deformación y milonitización, observadas dentro de algunos tramos del complejo Patap y de los volcánicos adyacentes, así como por las fajas sub-paralelas de rocas pertenecientes a la granodiorita Baranda, que están también deformadas en grado variable y convertidas a milonita.

Las milonitas Puca-Punta también están bien expuestas al norte de la hacienda Taica, en el valle del río Huarmey, donde forman zonas de 1-5 m. de grosor que cortan a lavas almohadilladas de la formación Lupín y a tabiques angostos (de hasta 10 m. de grosor) del complejo Patap las que a su vez son cortadas al este, por la tonalita Corralillo. Las lavas almohadilladas de la formación Lupín presenta deformación creciente hacia el contacto (Fig. 26), en donde buzan 80° al SO. No es evidente que la de formación de la lava sea contemporánea o más antigua que la formación de las milonitas.

Tonalita Huaricanga

La tonalita Huaricanga alcanza altitudes de 200 a 1,400 m. y aflora en la parte occidental del batolito (Fig. 23). Está cortada por intrusiones más recientes pero por la continuidad de su afloramiento, se sugiere que a este nivel una vez formó un plutón rectangular con paredes subverticales e inclinadas hacia fuera, paralelas a la Cordillera actual y a la línea de costa. Su techo ha sido removido por intrusivos posteriores y por la erosión, pero donde se preserva (cerros Puca-Punta a 1,100 m.s.n.m. y localidad A a 1,400 m.s.n.m. (Fig. 23) tiene una posición sub-horizontal.

Los numerosos afloramientos del complejo Patap, que se hallan entre los cerros Puca Punta y Puyhuán, parecen ser remanentes de un techo o fragmentos ubicados por debajo del techo de la tonalita Huaricanga.

En la quebrada Gramadal, la tonalita Huaricanga se halla como sills y diques, justo sobre el margen occidental del plutón principal que buza suavemente al SO. Estos sills parecen extenderse al oeste y un tanto hacia arriba del margen occidental del techo del plutón principal, a poca distancia del límite principal del plutón. Los contactos de la tonalita Huaricanga con sus rocas encajonantes están bien expuestos en la parte baja del Río Seco-Lupín y en el cerro Puca Punta. A 10 m. del contacto, la tonalita tiene grano fino y presenta deformación; posee una marcada esquistosidad y tiene xenolitos achatados. Ambas estructuras son paralelas al contacto. Además de este aspecto general, en la quebrada Gramadal, la tonalita Huaricanga tiene grano más fino que lo normal; contiene xenolitos de las milonitas Puca-Punta, los cuales se encuentran en el contacto con los volcánicos.

Composición y Estructura Interna .- La tonalita Huaricanga tiene una composición que típicamente varía entre diorita cuarcífera y tonalita básica, pero al norte se torna más rica en cuarzo y feldespato potásico y grada a una granodiorita básica. Tiene grano medio, aspecto homogéneo y se caracteriza por la presencia de hojuelas grandes y poiquilíticas de biotita color marrón-dorado y por los cristales de plagioclasa y algo de cuarzo. Tres divisiones hipotéticas se mapearon, basadas en el tamaño del grano y ocupan extensas e irregulares áreas que parecen reflejar importantes cambios de facies.

La tonalita contiene xenolitos de diorita de forma elipsoidal y uniformemente dispersos, con una dimensión mayor de 15 cm. Localmente se puede ser que se derivan, ya sea de los volcánicos Casma, como del complejo Patap y de las milonitas Puca Punta; pero el origen de la mayor parte de xenolitos no se conoce. Generalmente las facies de grano fino de la tonalita Huaricanga contiene menos xenolitos que las facies de grano grueso.

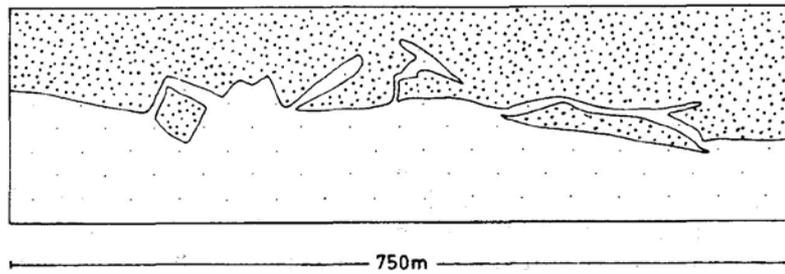


Fig. 24.- Contacto vertical entre el complejo Paccho (punteado ligero) y las rocas volcánicas de la región (punteado denso). Flanco empinado occidental del río Cotaparaco, cerca a la latitud 10°S.

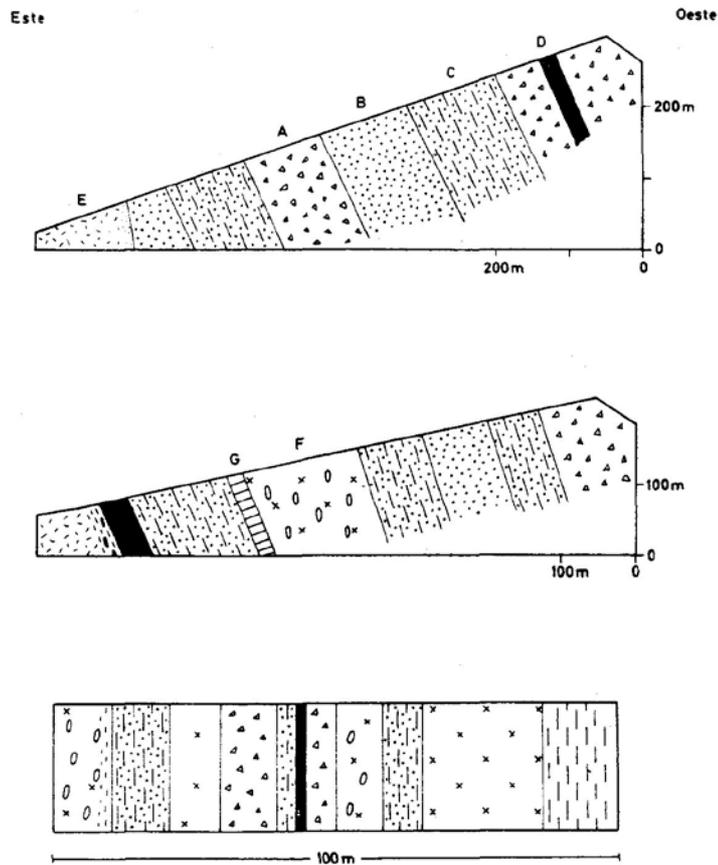


Fig. 25.- Secciones de la milonita Puca Punta y complejidad del margen occidental del Batolito Costanero, entre el flanco NE del cerro Bacu y los cerros Puca Punta. Las dos secciones superiores son perfiles de lomas y la inferior es un perfil horizontal de un valle. A = rocas del país (tufos de la formación Lupín); B = gabro de grano medio del complejo Patap C = esquistos a hornblenda y plagioclasa (gabro deformado del complejo Patap); D = Milonita Puca Punta, E = Tonalita Huaricanga; F = Granodiorita Baranda, con xenolitos de la Tonalita Corralillo; G = Dique del pórfido granítico Puscao.

En algunos lugares, como al este del cerro Cascajal, los xenolitos de diorita se derivan claramente del complejo Patap. En la vecindad inmediata a los grandes afloramientos Patap, los xenolitos pequeños y redondeados en la tonalita Huaricanga son más abundantes que lo usual. Al este, en la parte alta de la quebrada Gargar, existe una zona extensa en la cual los pequeños xenolitos de diorita constituyen más de la mitad del volumen de la roca. Xenolitos similares pero derivados de diques han sido vistos solamente cerca de los contactos con la unidad Puscao a la que parecen pertenecer, ya que diques sinplutónicos rotos son bastante comunes en los plutones Puscao. Diques sinplutónicos rotos no son comunes en la tonalita Huaricanga.

La tonalita Huaricanga generalmente posee una foliación débilmente definida por la orientación de los cristales de hornblenda y plagioclasa y por los xenolitos. La foliación es sub-vertical y tiene rumbo NO-SE, paralelo a la unidad, es decir, ONO-ESE (Fig. 23). Al NO de los cerros Puca-Punta, en la parte alta de la quebrada Muchcap, la tonalita presente alternancias de bandas ricas en minerales máficos con bandas ricas en feldespatos, cuyos grosores son de un centímetro o menos. Este bandeamiento tiene rumbo NE-SO y buza entre 30-40° al NW.

Una variedad leucócrata de la tonalita Huaricanga se halla como un plutón en el lado este del cerro Puca Punta y como cuerpos tabulares en la parte baja de la quebrada Murpa. Esta variedad tiene grano medio a grueso y es más rica en plagioclasa y más pobre en máficos que la tonalita normal Huaricanga; tiene además poco cuarzo. El color es similar al de la tonalita Corralillo pero contiene aún menos cuarzo, siendo su textura parecida a la de la tonalita Huaricanga normal. El grano es uniforme y contiene numerosos xenolitos redondeados uniformemente dispersos. Presenta contactos empinados con la tonalita Huaricanga propiamente dicha, a la cual parece intruirla.

Petrografía .- Los constituyentes principales de la tonalita Huaricanga son: plagioclasa, hornblenda verde además de biotita y componentes máficos cuyo porcentaje, de estos dos últimos, suman de 15 a 20%. Los cristales de plagioclasa (An 40-50) están entrelazados y raramente zoneados. La hornblenda verde forma unos cristales prismáticos gruesos que están generalmente maclados y en algunos casos encierran núcleos de clinopiroxeno color verde pálido. La biotita se halla como laminillas poiquilíticas que en muchos casos están parcialmente alteradas a clorita. Los accesorios son : ilmenita que se encuentra tanto en grandes como en pequeños granos envueltos, en algunos casos por biotita. Cantidades variables de feldespato potásico y cuarzo están presentes, se encuentran en intersticios y juntos suman menos del 20% de la porción leucócrata de la roca.

Edad y Correlación .- La tonalita Huaricanga corta a las rocas del complejo Patap y a las milonitas Puca Punta siendo, a su vez, cortada por la tonalita Corralillo. Es similar en litología a la tonalita típica Santa Rosa de la zona Sayán, descrita por COBBING y PITCHER (1972), aunque en general es de grano más fino.

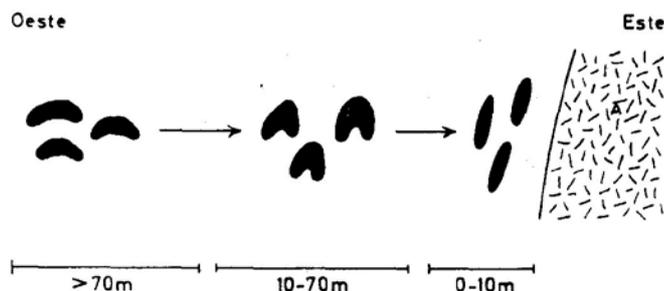


Fig.26.- Cambios en la forma de las lavas almohadilladas con deformación creciente a medida que se aproximan al borde occidental del Batolito Costanero (A); en la parte baja del río Huarmey, al norte de la hacienda Taica.

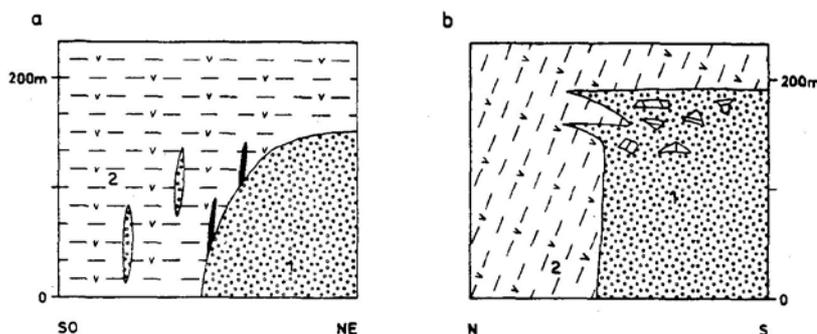


Fig. 27a.- Perfil diagramático del contacto de la Tonalita Corralillo (1) con rocas volcánicas de la región(2) indicando la estratificación. Capas de milonita se muestran en negro, observadas en el lado sur del río Huarmey, al sur de Taica (Localidad B, Fig.23). Los volcánicos son lavas almohadilladas de la formación Lupín.

Fig. 27b.- Perfil diagramático del contacto de la Tonalita Corralillo (1) con rocas volcánicas de la región(2) indicando el clivaje pizarroso. Vista mirando al SSE, en la latitud 10°30'S, en el valle Río Seco Lupín (Localidad D, Fig.23). Las rocas encajonantes son mayormente esquistos a cuarzo - biotita - cordierita y pizarras con - bandas delgadas de tufo y sills de la formación Lupín.

Tonalita Corralillo

La tonalita Corralillo, en tamaño, es la segunda unidad del complejo Santa Rosa. Los contactos con las rocas de caja son sub-verticales y buzanan hacia fuera, pero en algunos lugares, donde se preserva el techo, son sub-horizontales.

En el lado sur del valle del río Huarmey, al sur de la hacienda Taica, el contacto con las lavas almohadilladas de la formación Lupín buza 80° al SE como se observa en el fondo del valle, pero se torna sub-horizontal en las laderas a 150 m. más arriba (Fig. 27^a), sugiriendo que hacia el este la tonalita Corralillo estaba cubierta por volcánicos, sobre un techo plano; tal cubierta plana compuesta de lava de la formación Lupín puede verse en el cerro Cruz Alta. El techo plano de la tonalita Corralillo puede también verse en las cabezas del Río Seco-Lupín y en los cerros Chupi Upuna y Corralillo, donde está cubierta por chert de la formación Breas y por lavas de la formación Lupín (Loc.C.Fig. 23).

Los afloramientos más extensos de la tonalita Corralillo parecen formar plutones con paredes sub-verticales, las cuales buzanan hacia fuera y su forma es semejante a la de la tonalita Huaricanga.

En las partes bajas de las quebradas Murpa y Shanán (Localidad E, Fig. 33), la tonalita Corralillo se halla como cuerpos tabulares escarpados que parecen juntarse hacia abajo para formar un plutón más grande; estos cuerpos representan posiblemente apófisis sobre un techo generalmente plano del plutón tonalítico principal. La tonalita en estos cuerpos es de grano más fino que el normal y sus contactos con la tonalita Huaricanga son definidos. La tonalita Corralillo tiene típicamente un margen de grano fino y se inyecta como diques en la roca de caja incorporando xenolitos de éstos. Donde la tonalita Corralillo corta a la zona plegada de Canoas, en el valle del Río Seco-Lupín, se observan grandes bloques de volcánicos, y pizarras de la formación Lupín de los están dispuestos al azar dentro de la tonalita (Fig. 27b). En la parte más baja del techo de la tonalita Corralillo, en el cerro Chupi Upuna (localidad C. Fig. 23), se notan bloques angulares de chert y de volcánicos, en el mismo contacto, pero en los siguientes 200 m. hacia adentro del plutón, los fragmentos angulares, en forma progresiva, se presentan en tamaños menores, redondeados y dispersos (Fig. 28). En este mismo tramo, los xenolitos de volcánicos andesíticos y del complejo Patap fueron recrystalizados formando xenolitos de grano medio, de aspecto idéntico, con composición diorítica y textura apinitica. Algunos xenolitos redondeados de lavas andesíticas tienen bordes de hornblenda verde de grano fino, parcialmente alterada a clorita y epidota.

En la quebrada Gramadal (Localidad F, Fig. 23) cuerpos tabulares de tonalita Corralillo, de grano fino, fueron intruídos a lo largo de fracturas. Estos cuerpos contienen brechas de tonalita Huaricanga (Fig. 29^a).

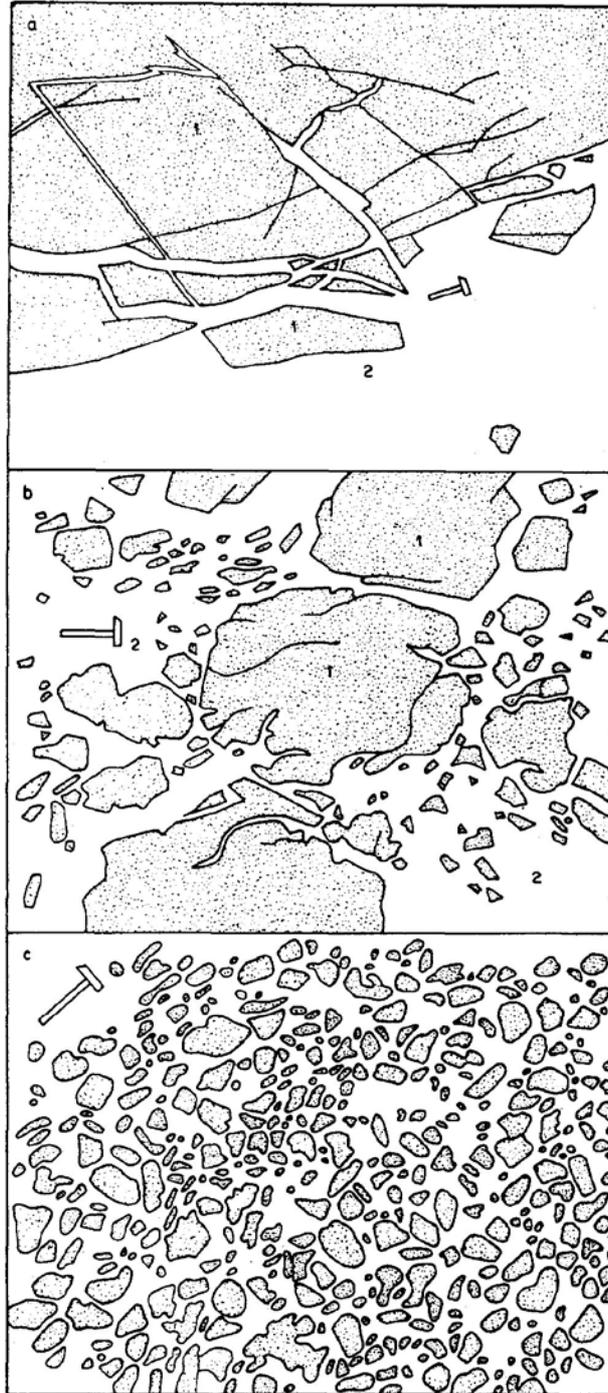


Fig. 28.- Socavamiento, desprendimiento y redondeo progresivo y destrucción de las andesitas (1) en la Tonalita Corralillo(2) Localidad D, Fig.23. En (a) el contacto observado en el techo, (b) - 100 m. debajo del techo y (c) 200 m. debajo del techo.

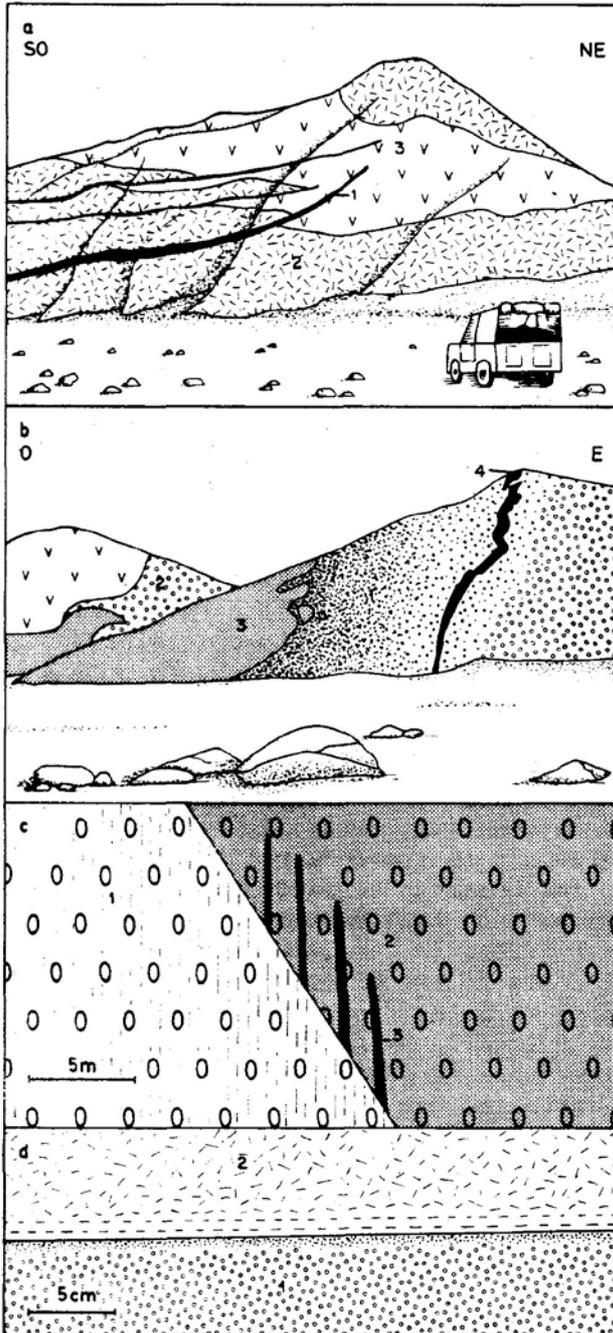


Fig.29.- Relaciones de contacto de la Tonalita Corralillo.

a)Capas de la tonalita Corralillo (1) emplazadas a lo largo de fracturas, a través de las que pedazos de la Tonalita Huaricanga (2) fueron empujadas a los volcánicos encajonantes (3)Vista mirando desde el este de la localidad F.Fig.23. La altura del cerro al fondo del valle es de 250 m.

b)Margen contaminado y rico en hornblenda(1)de la Tonalita Corralillo, (2)y el Gabro Patap(3). Vista mirando desde el sur de la Localidad G. Fig.23. La altura del cerro cortado por el dique de microdiorita (4) es 150 m.desde el nivel del valle.

c)Detalle en la localidad H.Fig.23. Tonalita Corralillo (1)marcando la foliación; Gabro Patap(2)milonita, (3). Las elipses representan xenolitos máficos en la tonalita y en el gabro.

d)Detalle en la localidad I, Fig.23. Los puntos de grano fino indican el margen de la Tonalita Corralillo(1) las líneas paralelas indican una selvanda rica en biotita de la tonalita Huaricanga (2).

Cerca al margen occidental del batolito, en la quebrada Pararín, al lado norte del valle (Localidad G, Fig. 23), la tonalita Corralillo tiene un margen amplio y contaminado entre el gabro y la diorita hornbléndica Patap (Fig. 29b). El contacto es definido y buza con alto ángulo hacia el SO. Dentro de los 50 m. del contacto, la tonalita Corralillo contiene más hornblenda pero de menos tamaño que lo usual; su grano es mediano hasta el mismo contacto. Más allá de los 50 m. del contacto adquiere su granulación normal (grano grueso). Al lado opuesto de esta localidad, es decir en el lado sur del valle (Localidad H, Fig. 23), la tonalita Corralillo tiene una foliación bien marcada cerca al contacto con el gabro Patap y sus xenolitos están fuertemente achatados en forma de disco, y alineados paralelamente a la foliación (Fig. 29c). La foliación es oblicua al contacto y es paralela a una banda de milonitas que cruza el gabro pero que es truncada por la tonalita Corralillo. Los contactos con la tonalita Huaricanga son, en la mayoría de veces, bien definidos. Al este de la quebrada La Rinconada, cerca a la esquina SE del cuadrángulo Huayllapampa (Localidad, I, Fig. 23), la tonalita Corralillo tiene un borde angosto de grano fino, en el contacto con la tonalita Huaricanga que tiene una franja angosta rica en biotita (Fig. 29d).

La tonalita Corralillo también se encuentra en la quebrada Cascaja, al SE de Huarmey, como un stock circular, con paredes verticales, más rico en cuarzo y epidota más pobre en máficos que la típica tonalita Corralillo.

Composición y Estructura Interna .- La tonalita Corralillo es una roca ácida, de grano grueso a medio, pero localmente grada a granodiorita, a monzogranito y a sienogranito, siendo más variable, en composición, que la tonalita Huaricanga.

La incorporación de los volcánicos del Grupo Casma y de las rocas del complejo Patap en la tonalita Corralillo y su transición de bloques angulares grandes a xenolitos apiniticos pequeños fueron descritos líneas arriba. Una transición similar de bloques variados de tonalita Huaricanga a xenolitos apiniticos pequeños pueden verse al este de la quebrada Cuta, en el cerro Santa Rosa, así como en el cerro Huaccha Huaranga y en la parte media de la quebrada Corralillo.

Las variaciones en el tamaño del grano de la tonalita Corralillo fueron mapeadas; así entre el Río Fortaleza y el Río Seco-Lupín es de grano medio mientras que en la vecindad del río Huarmey, en la quebrada Pararín y cerca de la quebrada Choque es de grano grueso.

En algunos lugares la tonalita Corralillo grada a un granito rosado, debido al feldespato potásico y cuarzo. Los afloramientos mayores de esta facie granítica observada dentro de la unidad Corralillo se halla en la parte baja de la quebrada Pararín, al norte del cerro Baranda, en la quebrada Huanchuy, al SE del cerro Cordovado y en la vecindad de Choque y quebrada del mismo nombre (Localidades J, K, L, M, Fig. 23). En la quebrada Pararín (Localidad J), el granito es localmente muy rico en feldespato potásico y está asociado con aplitas igual-

mente ricas en feldespato potásico y cuarzo. En la quebrada Huanchuy (Localidad K,) el granito Corralillo es de grano grueso y uniforme, con cristales predominantes de hornblenda y feldespato potásico. La hornblenda forma pequeños cristales prismáticos y agregados de biotita en forma de manchas. Contiene escasos y pequeños xenolitos redondeados de diorita. En la vecindad de Choque (Localidad M), el granito es relativamente uniforme de grano grueso de feldespato potásico, cuarzo, biotita y xenolitos sub-redondeados de diorita.

Petrografía .- La típica tonalita Corralillo contiene de 6-12% de minerales máficos. La biotita forma grandes cristales poiquilíticos o agregados de pequeños cristales que en el campo tienen coloración marrón-dorado y que en algunos casos está parcialmente alterada a clorita; la ilmenita se concentró alrededor o dentro de ella. La hornblenda verdosa se halla, más o menos, en las mismas cantidades que la biotita y forma cristales poiquilíticos y prismáticos que se encuentran generalmente maclados. En algunos casos la hornblenda está reemplazada por biotita. La plagioclasa (An 35-40) se halla ya sea como cristales corroídos y zoneados, con un sobrecrecimiento secundario o como cristales menos corroídos sin zonación. El feldespato potásico puede constituir hasta el 5% de la roca y se halla tanto en los intersticios como reemplazando parcialmente a la plagioclasa. El cuarzo se halla en cantidad variable pero, en la mayoría de los casos, representa el 25-35% de la parte leucócrata.

El granito Corralillo contiene, en la quebrada de Pararín, grandes hojuelas de biotita poiquilítica asociadas con pequeños cristales de esta y granos de ilmenita. La hornblenda está ausente y los porcentajes relativos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa son variables pero en muchos casos son de 40, 45 y 15% respectivamente.

Edad y Correlación .- La tonalita Corralillo corta nítidamente a la tonalita Huaricanga y es cortada por rocas de la unidad Puscao. La tonalita Huaricanga no ha sido metamorfizada por la tonalita Corralillo, a excepción del desarrollo local de una franja de biotita (Fig. 29d), pero ambas tonalitas están intensamente metamorfizadas por las intrusiones de la unidad Puscao. Por lo tanto la tonalita Corralillo pudo haberse empleado después que la tonalita Huaricanga, cuando ésta estaba lo suficientemente rígida para fracturarse, pero sin haber llegado a un completo enfriamiento; por otro lado debió haber transcurrido un período largo de tiempo entre la intrusión de la tonalita Huaricanga y Corralillo y la unidad Puscao.

La tonalita Corralillo puede ser equivalente a la unidad Humaya del área de Sayán, mapeada por COBBING y PITCHER (1972) con la diferencia de que la segunda es una adamelita. Los contactos de la tonalita Corralillo con la tonalita Huaricanga son siempre nítidos y cortantes mientras que, en el área de Sayán, la adamelita Humaya localmente grada a la tonalita Santa Rosa equivalente a la tonalita Huaricanga.

Dacita y Cuarzo Cuyhuay Chico

Esta unidad se encuentra en la esquina SO del cuadrángulo de Huayllapampa. En este sector forma pequeños afloramientos de cuarzo blanco tal como se observa cerca a la carretera Panamericana y de dacita de grano fino y vítrea emplazada más hacia el este. Los contactos con la formación La Zorra son nítidos y la mayor parte buzcan suavemente hacia fuera.

Composición y estructura interna .- La mayor parte de los afloramientos consiste de cuarzo blanco lechoso, con pequeñas cantidades de pirita. La dacita, a la altura del km. 212 de la Panamericana, se compone de fenocristales de plagioclasa y cuarzo redondeado en cantidades iguales, la misma que contiene abundante pirita en una matriz muy fina y vítrea presentando, en algunos lugares bandeamientos abigarrados. La dacita contiene numerosos fragmentos y se halla atravesada por vetas de cuarzo lechoso granular, casi puro, similar a los del lado occidental. Las vetas de cuarzo contienen abundante pirita y el color del afloramiento varía de rojo a rosado, blanco, crema y amarillo-anaranjado.

Todo el margen oriental de la dacita, cuyo grosor es de 10 m. de ancho, contiene grandes cristales de plagioclasa y cuarzo dentro de una matriz vítrea. En el contacto con la roca de caja la dacita es un vidrio deformado, con bandeamiento de flujo, rico en pirita. Los volcánicos adyacentes están parcialmente alterados a clorita y epidota.

Edad y Correlación .- La unidad yace al oeste del afloramiento principal del batolito por lo que su relación con las otras unidades de éste, no pudo establecerse directamente; está cortada por diques de andesita porfirítica. La parte de la unidad que tiene grano grueso se parece a algunas rocas de la unidad Corralillo, por lo que la unidad Cuyhuay Chico puede representar al techo de este plutón componente del complejo Santa Rosa.

La unidad Cuyhuay se extiende al sur al cuadrángulo de Barranca y puede correlacionarse también con el afloramiento de pórfido cuarcífero en la boca del Río Seco-Lupón al norte de Paramonga.

Granodiorita Huampi Piruroc

La granodiorita Huampi Piruroc aflora en el cerro del mismo nombre entre altitudes de 800 y 3,000 m. El plutón probablemente se extiende hacia el sur, debajo de la cobertura de los volcánicos Casma observándosele nuevamente en los cerros Hucuy Cancha y Yana Orcco.

Los contactos de la granodiorita Huampi Piruroc con las tonalitas Huaricanga y Corralillo son sub-verticales y buzan con ángulos altos hacia fuera. La granodiorita tiene más resistencia al intemperismo que las tonalitas y generalmente forma una topografía agreste.

La cima de los cerros Agua Salada se compone de una variedad de granodiorita que parece ser un cuerpo tabular sub-vertical. Se inyecta intensamente en forma de diques en la diorita Patap y en la tonalita Huaricanga e incorpora bloques de los mismos (Fig. 30^a). También forma cuerpos inyectados “lito-parlit” en el pequeño afloramiento de la formación Breas, al NE de los cerros Agua Salada.

La granodiorita tiene un ancho margen de grano fino y en algunos lugares las partes marginales son ricas en plagioclasa, pero en la quebrada Gueru Jirca, al oeste del cerro Huampi-Piruroc, se presenta como una roca de grano grueso, uniforme y normal hasta su contacto con la tonalita Huaricanga.

Composición y Estructura Interna.- La granodiorita Huampi Piruroc es de grano medio a grueso y se caracteriza por su hornblenda predominante que se encuentra ya sea como cristales prismáticos individuales o como agregados de cristales poiquilíticos irregulares. La epidota es más conspicua en el afloramiento más septentrional del área.

La unidad contiene xenolitos dioríticos redondeados y uniformemente distribuidos, pero son menos numerosos que en otras unidades del complejo Santa Rosa. En algunos lugares la granodiorita presente bandeamiento como por ejemplo en el cerro Yana Orcco. Este bandeamiento se halla marcado por la concentración alternada de plagioclasa y máficos en bandas de 1 cm de grosor; tiene un rumbo NO-SE, paralelo a la dirección del plutón y buza 40° al NE.

En la parte alta del plutón principal, en los cerros Puyhuan, Hucuy Cancha y Agua Salada, la plagioclasa está extensamente alterada a sericita. En la misma zona diques de pegmatitas cuarzo-turmalina-hematita-bornita-feldespato potásico y cuarzo son localmente abundantes, así como en las rocas encajonantes. Pegmatitas a hornblenda forman vetas posteriores a la granodiorita que aflora en la quebrada Gueru Jirca, en los cuales los cristales prismáticos de hornblenda verdosa crecieron a partir de las paredes de las venillas, hacia adentro (Fig. 30b).

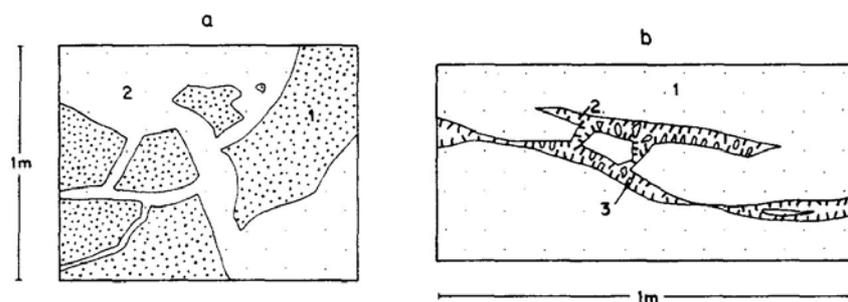


Fig.30.- a) Socavamiento de la Diorita Patap (1), cerca a la Granodiorita Huampi Piruroc (2) en la cresta de los cerros Agua Salada. b) Pegmatita en la Granodiorita Huampi-Piruroc (1) - con hornblenda (2) y plagioclasa (3) que se desarrollaron dentro de las márgenes de las fracturas. Quebrada Gueru Jirca.

Petrografía • La plagioclasa está típicamente zoneada con núcleos de oligoclasa y bordes de albita que se encuentran intercruzadas. En algunos lugares la albita forma intercrecimientos gráficos con el cuarzo. La hornblenda se encuentra como grandes cristales poiquilíticos maclados, pero en su mayor parte está parcialmente alterada constituyendo un entrelazamiento de clorita, sericita, tremolita y minerales opacos. La biotita se halla, en algunos lugares, como un constituyente menor conjuntamente con la ilmenita y la esfena.

Edad y Correlación • La unidad yace al este del afloramiento principal del batolito y así su relación con las otras unidades del batolito no pueden establecerse directamente. La parte de la unidad que tienen grano grueso en el margen oriental del afloramiento más grande se asemeja a algunas rocas de la unidad Corralillo, así la unidad Cuyhuay Chico puede ser parte del Complejo Santa Rosa y representa el techo del plutón Corralillo.

Aplita Pedregal

La unidad denominada Aplita Pedregal se halla como stocks y chimeneas y ocurre principalmente al norte de Huarney, en número pequeño también se hallan al sur de esta localidad. Consisten de dacita de grano fino a vítrea, rica en pirita que intemperizan a un color rosado. Son similares a parte de la dacita de la unidad Cuyhuay Chico y pueden también representar afloramientos secundarios sobre el techo del plutón y ser parte del complejo Santa Rosa.

COMPLEJO PUSCAO - SAN JERONIMO

Este complejo consiste de dos tipos distintos de granito representados por las unidades Puscao y San Jerónimo, que fueron grosso modo, contemporáneas en estado de magma, aunque en esta región la unidad Puscao se emplazó antes que la unidad San Jerónimo; caso inverso ocurrió en el área, de Sayán, en los cuadrángulos de Huacho-Huaral, según COBBING y PITCHER (1972).

Unidad Puscao

Esta unidad representa el segundo componente principal del Batolito Costanero. La forma de las intrusiones Puscao y de sus pequeñas estructuras, que indican el mecanismo de intrusión, se exponen en forma más clara que los de cualquier otra unidad del batolito, debido a la erosión. Por lo tanto, la unidad Puscao se describe con más detalle que las otras unidades del batolito. Las formas menos expuestas y rasgos intrusivos de las unidades Santa Rosa y San Jerónimo parecen ser similares a los de la unidad Puscao que parecen demostrarse así las formas y los mecanismos de intrusión de todas las principales unidades del batolito.

La unidad Puscao consiste de plutones de monzogranito (adamelita), diques de pórfido gris y cuerpos granodioríticos denominados “Granodiorita Baranda” y sills de aplita granítica.

Plutones Puscao

Los plutones forman cuerpos rectangulares, con lados subverticales paralelos a la dirección del batolito; sus techos son cóncavos y sub-horizontales y se presentan también como diques centrados, rectangulares o elípticos. Los contactos son generalmente nítidos, pero en algunos lugares los efectos de contacto no permiten observar con claridad el orden de intrusión. Tales efectos incluyen vetas de pegmatita a lo largo del contacto y una reducción del tamaño del grano en el intrusivo y en la caja. Sin embargo, en algunos lugares, las cajas están cruzadas por zonas de cizallamiento y están cortadas por cuerpos tabulares correspondientes a la granodiorita Baranda, paralelos al contacto. Las rocas de caja correspondientes al complejo Santa Rosa están localmente metamorfizadas, con recristalización ocasional y oscurecimiento de la plagioclasa primaria.

En algunos lugares un intrusivo claramente penetra a otro y las rocas de caja están cortadas por diques de microdiorita, que han formado estructuras almohadilladas. En otros lugares las zonas de contacto entre intrusivo y caja fueron deformadas plásticamente.

Composición y Estructura Interna .- Los plutones son típicamente monzogranitos de grano grueso, con cantidades iguales de plagioclasa (An 30-40), feldespato potásico y cuarzo; con menos de 5% de bioita y hornblenda verde y con ilmenita, esfena y epidota como accesorios. Algunos se acompañan de una sub-unidad melanócrata más antigua, intruída por le tipo leucócrata predominante.

La sub-unidad melanócrata generalmente tiene 6-8% de minerales máficos y siempre contiene hornblenda junto con biotita. También contiene pequeños xenolitos dioríticos, esferoidales, parcialmente asimilados que localmente gra da a una granodiorita. En la sub unidad leucócrata la hornblenda está ausente o se encuentra como un constituyente menor siendo los xenolitos de diorita muy raros. Ambas sub-unidades son generalmente uniformes y sin foliación.

Petrografía .- Grandes cristales de plagioclasa (An 30-40) presentan zoneamiento normal, están corroídos y parcialmente rodeados de plagioclasa más sódica. Algunos están parcialmente reemplazados por feldespato potásico que también se encuentra como cristales peritéticos maclados, e intersticialmente como un mosaico con cuarzo. La biotita se halla como hojuelas poiquilíticas y en muchos casos está parcialmente alterada a clorita. La hornblenda verde se halla en pequeños cristales maclados y poiquilíticos. Los accesorios incluyen ilmenita, esfena secundaria y epidota.

Edad y Correlación .- Los plutones Puscao cortan nítidamente a las unidades del complejo Santa Rosa, y son a su vez cortados por diques de microdiorita y microgranitos y por la unidd San Jerónimo. Los plutones Puscao no fueron todos emplazados en sus posiciones actuales al mismo tiempo; muchos de ellos están cortados por cuerpos tabulares de plutones similares, que no han sido descubiertos por la superficie de erosión actual.

Plutón María Cristina

El plutón María Cristina es un monzogranito de grano grueso que aflora como una franja de 40 km de largo y de 2 a 11 km de ancho (Fig. 31). Tiene paredes sub-verticales con buzamiento hacia fuera y un techo plano (Fig. 31-B). Secciones 1, 2 y 3). Esto se expone en el sector norte del área, extendiéndose hacia el cuadrángulo de Huaraz, donde el techo se hunde gradualmente siguiendo la misma dirección. El margen NO del plutón, está rodeado de cuerpos tabulares Baranda que se encuentran en las rocas de caja y a lo largo del contacto.

Los rasgos del contacto del plutón varían de un lugar a otro y algunas de las relaciones del contacto con la roca de caja se describen abajo teniendo como referencia a la Fig. 31^a que muestra un ejemplo de la variedad de los contactos encontrados alrededor de los plutones.

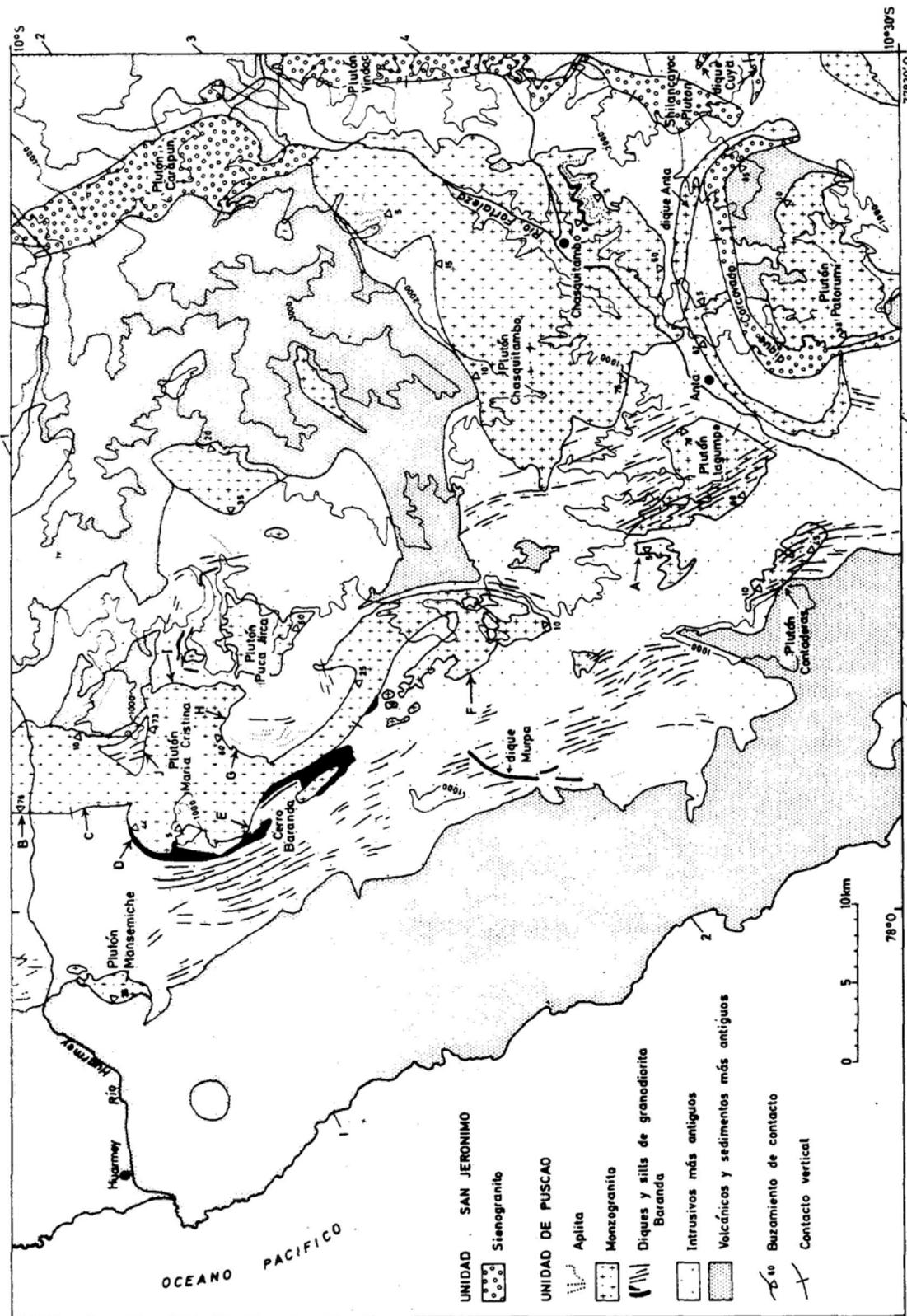


Fig. 31.- A) Mapa simplificado del complejo Puscao-San Jerónimo.

En la localidad B, el contacto es definido y buza con ángulos altos hacia fuera; regionalmente el plutón es un monzogranito de grano grueso, que contiene xenolitos redondeados de diorita. Entre los 150 cm. del contacto, el plutón tiene grano fino y composición tonalítica con hornblenda y no contiene xenolitos. Tiene un contacto nítido con la tonalita Huaricanga la que carece de hornblenda y es rica en biotita. Una capa angosta de pegmatita de feldespato potásico y cuarzo se halla a lo largo del contacto.

En la localidad C, el contacto es gradacional, sobre una distancia de 50 m., a una facie rica en feldespato potásico, típica de la tonalita Huaricanga.

En D, el contacto es nítido y buza moderadamente hacia afuera. La tonalita Huaricanga contiene gran cantidad de pequeños xenolitos redondeados de diorita. Cerca al contacto se encuentra deformada y posee una foliación bien marcada paralela a él. Esta tonalita Huaricanga deformada tiene un contacto nítido con la granodiorita Baranda que representa una fase precursora de intrusión del plutón principal. Los cuerpos Baranda y la tonalita Huaricanga fueron luego fracturados y atravesados por diques de monzogranito María Cristina, de grano más fino y más rico en hornblenda que lo normal, observado dentro de los 25 m. del contacto, e incorporando fragmentos de granito y tonalita (Fig. 32). Pequeños xenolitos redondeados de diorita han sido absorbidos para convertirse en xenolitos del plutón María Cristina.

Al SO de la localidad D el contacto buza hacia adentro sugiriendo que allí el plutón tiene forma de sill. Hacia el sur, cuerpos tabulares de la granodiorita Baranda son comunes en las rocas del techo, los cuales están cortados por vetas aplíticas de feldespato potásico con cuarzo y pegmatita, que son una fase tardía del plutón María Cristina.

En E, el contacto es nítido y buza con fuerte ángulo, hacia fuera. Un gran número de cuerpos tabulares granodioríticos y vetas de monzogranito (sub-unidades de Puscao), se hallan en la zona inmediata al contacto. Cerca de éste, pequeños xenolitos redondeados de microdiorita abundan en el plutón María Cristina y pudieron haber sido derivados de diques sinplutónicos rotos. El plutón María Cristina es rico en biotita en el contacto con la tonalita y con el granito Corralillo, que están metamorfizados irregularmente.

En F, el contacto es nítido y buza con fuerte ángulo, hacia fuera. El plutón es de grano fino dentro de los 15 a 25 m. del contacto y contiene escasos xenolitos angulares o redondeados de diorita dentro de los 300 m. Los xenolitos están irregularmente distribuidos y localmente se concentran en zonas, en algunos casos están achatados y tienen formas de disco. Estos xenolitos muestran todas las etapas de asimilación y el plutón es más oscuro; donde encierra gran número de xenolitos asimilados, el cuarzo se presenta en menor cantidad que lo normal.

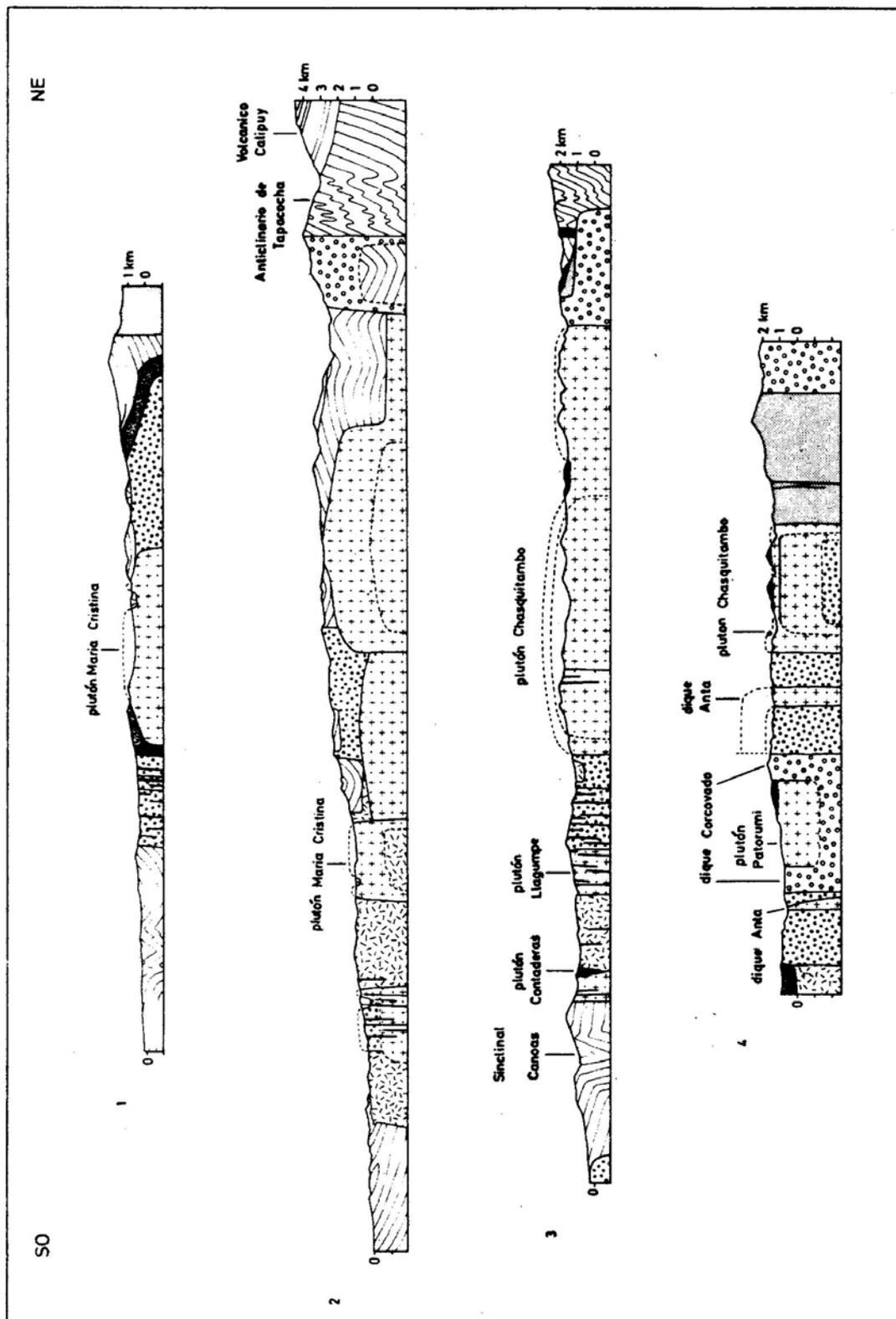


Fig. 31.- B) Secciones simplificadas a lo largo de las líneas 1 a 4, marcadas en las figuras 18, 23 y 31a.

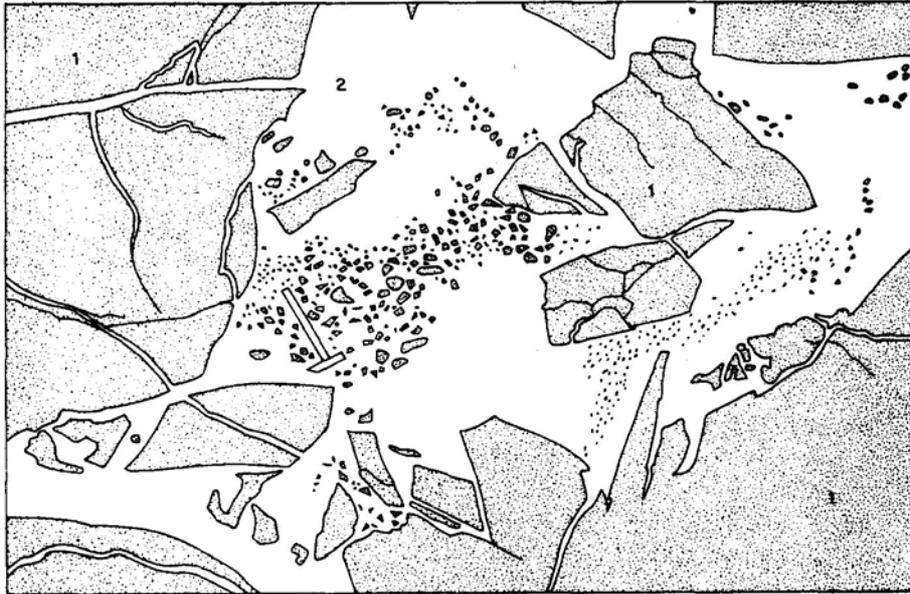


Fig.32.- Socavamiento de la tonalita Huaricanga (1) originado por el plutón María Cristina (2), al este de la Localidad D. Fig. 31a.

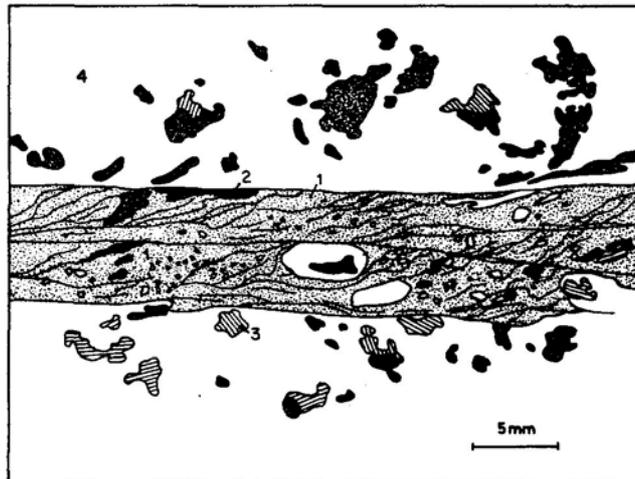


Fig.33.- Zona de cizalla fracturada que contiene microbrecha y ultramilonita (1), dibujada de una sección delgada. Hornblenda (2), biotita con líneas de clivaje (3), cuarzo y feldespato (4).

El plutón María Cristina se emplazó en este sector, por lo menos, en dos etapas, ya que la facies más máfica, rica en xenolitos, está cortada por el monzogranito leucócrato, con menos xenolitos típico de este plutón. Estos contactos internos son generalmente definidos pero tienen forma irregular.

En G, el contacto es definido, tanto el plutón como la roca encajonante son de grano grueso, localmente poseen una foliación común y están deformados por zonas de cizallamiento en pequeña escala, presentando zonas de brecha. La tonalita Huaricanga, que es la roca encajonante, está localmente vetada y metamorfozada por el monzogranito de grano fino.

En H, el contacto es nítido y aquí el plutón María Cristina es de grano más fino que lo normal. La tonalita Huaricanga, que es la roca de caja, está localmente metamorfozada y cruzada por zonas de cizalla, zonas de brechas y pequeñas fracturas conteniendo microbrechas.

En I, parte baja y flanco norte de la quebrada Jaupa, el contacto es nítido y sub-vertical. Diques de microdiorita intruyeron al plutón María Cristina antes que se consolidara. En el lado sur del valle, el contacto no está deformado observándose, aquí, fragmentos angulares de la milonita Puca Punta y de rocas volcánicas.

En J, el contacto con la tonalita Corralillo es nítido y buza con alto ángulo. El plutón María Cristina es normal y de grano grueso hasta el contacto, en algunos lugares, venillas de pegmatita de feldespato potásico y cuarzo hasta de 2 cm. de grosor se hallan a lo largo y paralelos al contacto, así como dentro del plutón. Dentro de los 50 cm. del contacto, la roca de caja es de grano fijo y más melanócrata que lo normal y los cristales prismáticos de hornblenda se hallan cortados por aplitas de feldespato potásico y cuarzo de 2 cm. de grosor, provenientes del plutón María Cristina. La roca caja contiene cuerpos tabulares Baranda, con bandeamiento contorsionado, los que están fracturados y cortados por el monzogranito del intrusivo María Cristina.

Composición y estructura interna.- La mayor parte del plutón María Cristina es un monzogranito de grano grueso, con pocos xenolitos de diorita. Cerca a sus margenes posee una fase más antigua que es más rica en hornblenda, biotita y xenolitos de diorita, localmente concentrados en zonas. Los contactos entre las dos fases son generalmente nítidos y la fase más antigua está incorporada como inclusiones redondeadas en la fase leucócrata más reciente.

En la quebrada Pararín unos cuantos xenolitos redondeados de diorita se hallan alineados y podrían ser remanentes de diques rotos. Los alineamientos son sub-verticales y tienen rumbo EO, pero los xenolitos de forma discoidal individualmente están orientados en dirección NS, paralelas a la foliación sub-vertical, marcada por los planos de hornblenda y biotita.

Petrografía .- Plagioclasa, cuarzo y feldespatos potásicos se encuentran generalmente en cantidades similares. La plagioclasa se halla en cristales (An 30-40), muchos de los cuales están zoneados y corroídos y tienen bordes de crecimiento secundario de plagioclasa más sódica en relación con el feldespatos potásico, éste es típicamente peritita y se encuentra como cristales maclados o intersticialmente con cuarzo, el que se halla como cristales entrecruzados con bordes unidos. La biotita se presenta en forma de hojuelas cortas, parcialmente alterada a clorita. La hornblenda se halla como cristales prismáticos maclados, parcialmente alterados a epidota; no se encuentra en la fase leucócrata. Los minerales accesorios están representados por esfena y minerales opacos.

Plutón Puca Jirca .-

El plutón Puca Jirca forma un afloramiento sub-circular, en forma de domo, de 5 km de diámetro. El valle del Río Seco-Calli corta una sección de 700 m. de profundidad a través del plutón. Los contactos son nítidos y buzan ligeramente hasta los 30° hacia fuera, tal como se observa, en el fondo del valle, siendo horizontales en el cerro Jaupa Punta y en el No del cerro Huarango.

Grandes lajas de la tonalita Huaricanga que se hallan en la parte más alta del plutón están probablemente aisladas sólo por la superficie de erosión y pueden ser parte del techo plano e irregular del plutón Puca Jirca. En la parte baja del afloramiento en el valle del Río Seco-Calli, el plutón contiene xenolitos alineados de la tonalita Huaricanga que dan la impresión de haberse hundido en el plutón. Los contactos son nítidos y están veteados y metamorfizados por el plutón Puca Jirca.

La tonalita Huaricanga, al oeste, está esporádicamente cruzada por zonas de cizallamiento y zonas fracturadas que contienen microbrechas y ultramilonitas (Fig. 33) a 2 km del plutón de Puca Jirca. Al norte, el plutón está rodeado por cuerpos tabulares Baranda hasta de 100 m. de potencia que se encuentran entre 2 y 4 km del contacto. Estos cuerpos están compuestos de granodiorita de grano y color variable y una foliación irregularmente desarrollada. Encierran xenolitos redondeados mecánicamente, de fragmentos locales y exóticos los que pueden ocurrir ya sea en abundancia, o escasamente distribuidos.

El plutón tiene una aureola metamórfica de 100 a 200 m. de ancho en la cual la tonalita Huaricanga está parcialmente recristalizada, con su plagioclasa primaria de color morado, difícil de observar.

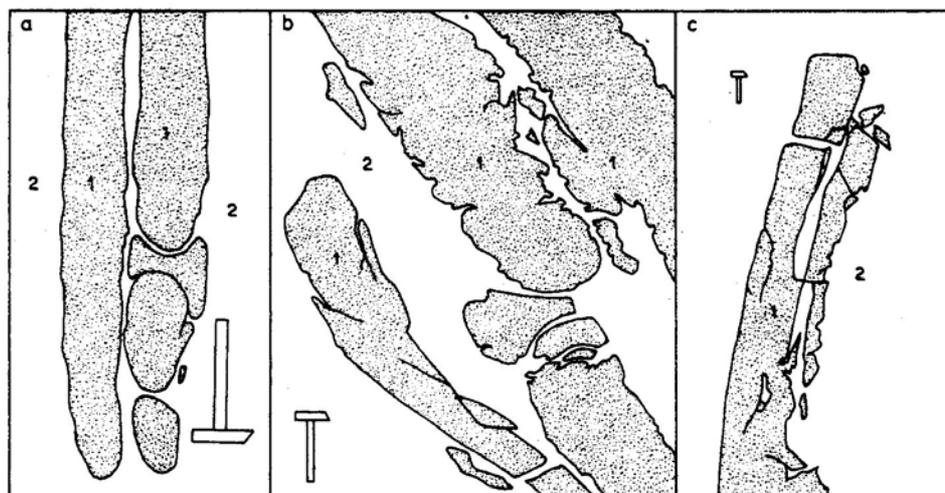


Fig.34.- Capas de microdiorita rotas (1), en la zona de techo del plutón Puca Jirca (2).
 a) Almohadas formadas por rajaduras antes de la consolidación de una capa. b) Ruptura antes y después de la consolidación de una capa. c) Ruptura después de la consolidación de una capa.

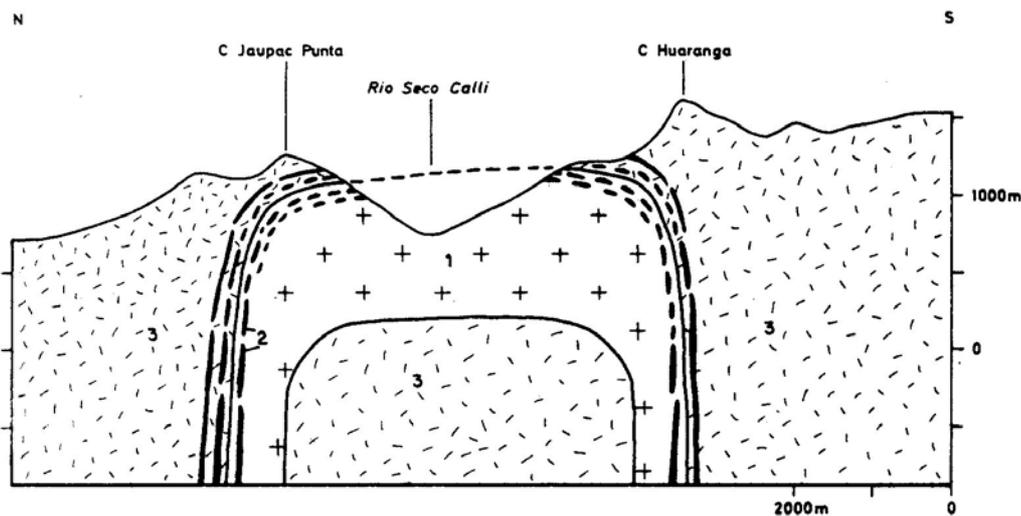


Fig.35.- Sección del Plutón granítico Puca Jirca (1) con las capas rotas de microdiorita (2), intruídas en la zona de contacto, entre el plutón y dentro de las zonas adyacentes o rocas de caja (3), mayormente tonalitas Santa Rosa.

Composición y estructura interna .- El plutón Puca Jirca es un monzogranito de grano fino a medio, compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, clorita, hornblenda y epidota. La epidota es localmente abundante y en algunos lugares se halla en cavidades con el cuarzo. Pequeñas drusas de pocos milímetros son comunes en todo el plutón; y están parcialmente rellenos por agregados de hematita-epidota-cuarzo-calcita que por intemperismo originan manchas marrones. Las drusas son abundantes en la parte más alta del plutón, donde tienen varios centímetros de diámetro y están parcialmente rellenas ya sea por cristales de cuarzo o por agregados de cuarzo-epidota. Solamente algunos xenolitos de diorita se presentan dentro del plutón, pero los agregados de hornblenda y biotita son comunes. Existen pequeños diques de aplita, feldespato potásico y cuarzo; pero no son abundantes.

Los cuerpos tabulares Baranda que rodean al plutón y que están asociados con su emplazamiento consisten de granodiorita de grano y color variable, con una foliación irregularmente desarrollada. Los cuerpos contienen xenolitos mecánicamente redondeados de fragmentos locales y exóticos, los que pueden hallarse concentrados o dispersos. Almohadas y fragmentos de cuerpos de microdiorita porfirítica (Fig. 34) son abundantes hasta 200 m. del contacto oriental, tanto en el plutón Puca Jirca como en la tonalita Huaricanga, la cual está vetada y metamorfizada por el plutón Puca Jirca. Los bloques tienen márgenes de grano fino y contornos globulares (Figs. 34b y 34c). Algunos fueron deformados antes de la consolidación (Fig. 34c) y otros se cristalizaron presentando porciones metamorfizadas y textura apinitica.

Inmediatamente después de esta zona de contacto con los cuerpos fragmentados y almohadillados, aparecen cuerpos de microdiorita delgados e irregulares pero continuos, en la tonalita Huaricanga. Todo estos rasgos sugieren que los cuerpos de microdiorita fueron intruidos en el techo del plutón Puca Jirca luego del emplazamiento de este plutón, pero antes de que él o su caja de consolidaran completamente.

El complejo de intrusiones que forman las cajas del plutón Puca Jirca no fue distorsionado por el emplazamiento de este plutón. Se deduce, por lo tanto que el plutón se intruyó por subsidencia de las rocas de caja, las que ocupaban el lugar que actualmente ocupa el plutón. Luego de su emplazamiento, una ligera subsidencia ulterior del plutón permitió la inyección de cuerpos de microdiorita en su zona de contacto (Fig. 35).

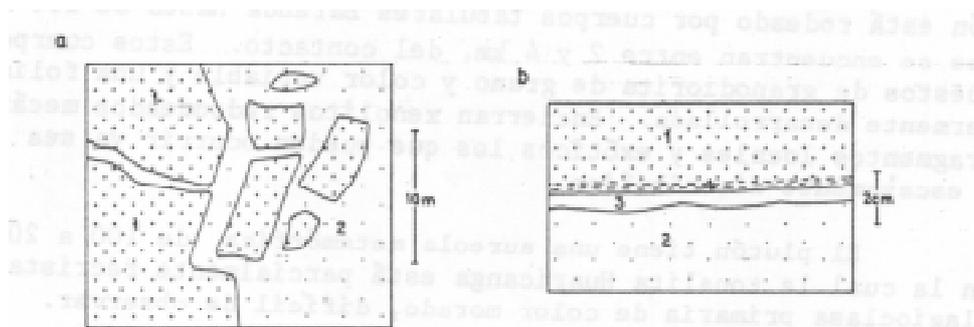


Fig.36.- Contactos entre la granodiorita más antigua (1), y el monzogranito más joven (2); ambas son sub - unidades del plutón Chasquitambo, perteneciente a la unidad Fuscao. a) En el cerro Baul, al SO de Chasquitambo. b) Sobre el lado este de la quebrada Acuas, en la unión con la quebrada Contaderas Grande. Pegmatita (3), biotita y salvanda (4).

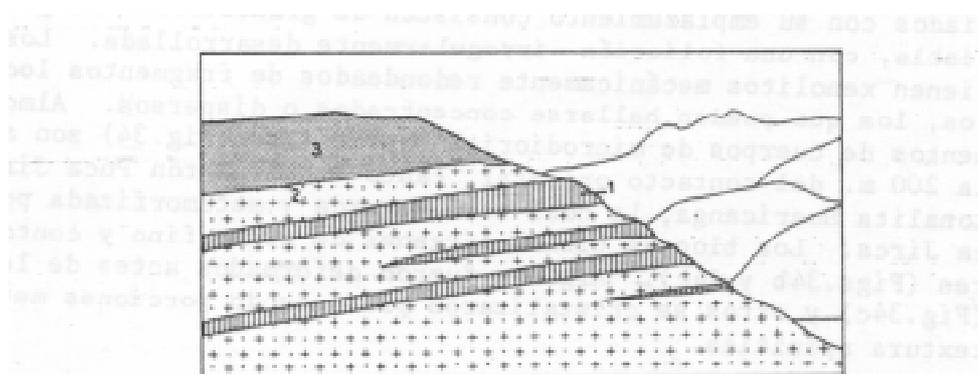


Fig.37.- Diques aplíticos sub-horizontales (1) en la zona de techo del plutón Chasquitambo (2), cubierto - por el gabro Patap (3), observados en el lado oriental - del cerro Palomo, ubicado al este de Chasquitambo.

Petrografía .- El monzogranito del plutón Puca Jirca, contiene típicamente, plagioclasa zoneada (An 30-40) y agregados entrecruzados de cuarzo y feldespato potásico. La biotita forma hojuelas y la hornblenda verde menos abundante se halla como cristales poiquilíticos maclados.

Como accesorios se observa epidota, esfena y minerales opacos. En la facies rica en epidota los cristales zoneados y corroídos de plagioclasa sirven de núcleo de cristales de plagioclasa secundaria estando el cuarzo como cristales poiquilíticos, en cantidades iguales que el feldespato potásico. Entre los minerales máficos que predominan están la epidota, esfena, clorita y opacos. La hojuelas de biotita están parcialmente alteradas a clorita; la esfena y la hornblenda verde están fuertemente alteradas a epidota.

Plutón Chasquitambo

Este es el plutón más grandes de la unidad Puscao en la región y su estructura tridimensional es la mejor expuesta (Fig. 31-B). Tiene un afloramiento casi circular en forma de domo y ocupa un área de 300 km², entre altitudes de 400 a 2,400 m.s.n.m. En los niveles topográficos más altos su contacto buza menos de 10° hacia fuera, mientras que en los niveles más bajos éste buza a ángulos altos. El techo plano del plutón está bien expuesto en el cerro Carapunco, cerro Palomo (Fig. 37) y cerro Botija Punta situados al este y al NE del pueblo Chasquitambo, de la misma forma al norte del río Fortaleza, en los cerros Peras, Pucaranga y Gargar y al oeste de Patap. En la base de las paredes del cerro Señal Llamoc Pampa. Estas paredes sub-verticales del plutón pueden verse en ambos lados del valle del río Fortaleza, debajo de Chasquitambo así como en el cerro Moray Colla, al sur y en el lado oeste de la quebrada Huancar Alto.

Los márgenes del plutón Chasquitambo dan un buen ejemplo de la reactivación de contactos por intrusiones sucesivas que es un rasgo típico de emplazamiento de plutones del batolito. A lo largo de su margen oriental, tres porciones del complejo Patap y uno de los volcánicos Casma se encuentran entre el plutón y la diorita Paccho observados en los cerros Carapunco, Palomo, Llama Rumi-Shullquin y Botija Punta. Al sur del plutón, lado oeste de Huancar Alto, pequeños y numerosos fragmentos del complejo Patap se hallan a lo largo del contacto con la tonalita Corralillo, existiendo un alineamiento de xenolitos de rocas del complejo Patap y de las tonalitas Huaricanga y Corralillo que tienen una dirección hacia el NE. Otro lineamiento de xenolitos mezclados se extiende a través del plutón, desde el cerro Capillanía hasta el cerro Numyac, al norte de la quebrada Acuas, pasando por Hornillos. Allí los xenolitos consisten de rocas de los complejos Patap y Paccho y el techo del plutón probablemente no estuvo muy lejos, sobre la actual superficie de erosión.

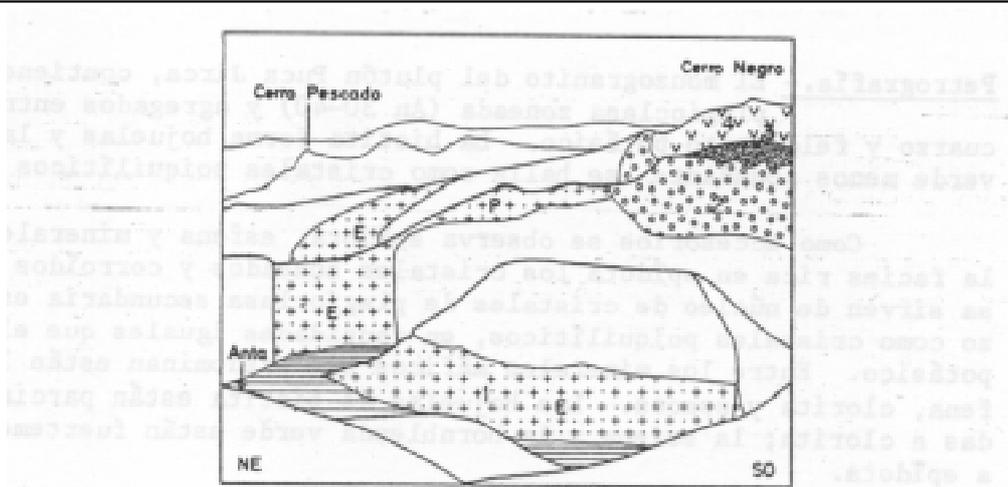


Fig.38.- Vista de parte de los diques anulares Anta (1) y Corcovado (2) mostrando la extensión de éstos hacia el interior en forma sub-horizontal (P) a partir de su posición vertical (E), sobre un bloque hundido de tonalita Corralillo. El gabro Patap (3) y los volcánicos (4) cayeron 1,500 m. dentro del dique Corcovado. Vista mirando al este de una altitud de 800 m.s.n.m., al SO del villorio de Anta. La distancia del sector al villorio de Anta (400 m.s.n.m.) es 6 km., al cerro negro (2,700 m.s.n.m.) es 18 km. y al cerro Pescado (2,800 m.s.n.m.) es 23 km.

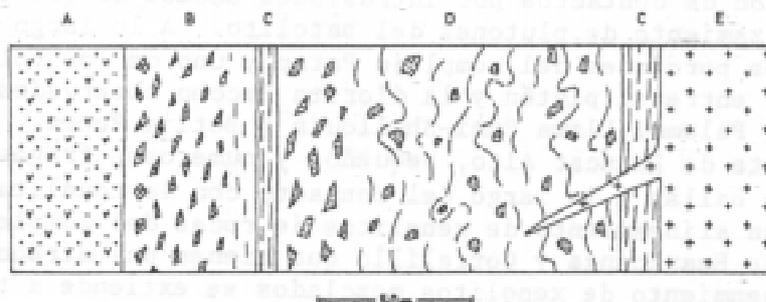


Fig.39.- Sección horizontal del lado occidental del dique anular Anta, cerca a su terminación sur-oriental en la quebrada Muertos. (A) Volcánicos del Grupo Casma; (B) Milonita brechada con fragmentos de volcánicos, milonita y tonalita Corralillo - (C) Milonita; (D) Granodiorita Baranda con xenolitos de tonalita Corralillo y bandeamiento de flujo-contorsionado; (E) Granito Puscao de grano grueso, no deformado.

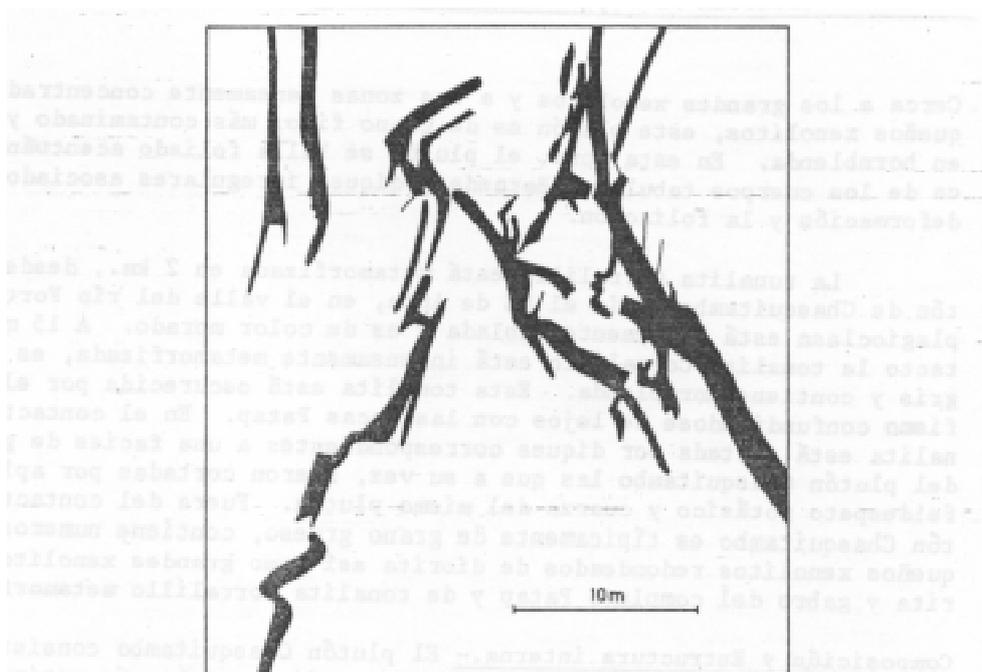
El contacto meridional del plutón Chasquitambo es nítido y en sus inmediaciones es de grano fino. La tonalita Corralillo adyacente está metamorfozada y localmente posee segregación de plagioclasas paralelas al contacto. Al este de Chasquitambo debajo del techo plano que infrayace al complejo Patap, en el cerro Carapunco y cerro Palomo, el plutón Chasquitambo es de grano grueso y más oscuro que lo usual, contiene numerosos xenolitos pequeños del complejo Patap y fragmentos de diques de microdiorita.

Cerca de los grandes xenolitos y a las zonas densamente concentradas de pequeños xenolitos, este plutón es de grano fino, más contaminado y más rico en hornblenda. En esta zona, se halla foliado acentuándose cerca de los cuerpos tabulares Baranda y diques irregulares asociados con la deformación y la foliación.

La tonalita Corralillo está metamorfozada en 2 km., desde el plutón de Chasquitambo hacia el NE de Anta, en el valle del río Fortaleza. Su plagioclasa está densamente nublada y es de color morado. A 15 m. del contacto la tonalita Corralillo está intensamente metamorfozada, es de color gris y contiene hornblenda. Esta tonalita está oscurecida por el metamorfismo confundiendo de lejos con las rocas Patap. En el contacto, la tonalita está cortada por diques correspondientes a una facies de grano fino del plutón Chasquitambo las que a su vez, fueron cortadas por aplitas de feldespato potásico y cuarzo del mismo plutón. Fuera del contacto, el plutón Chasquitambo es típicamente de grano grueso, contiene numerosos y pequeños xenolitos redondeados de diorita así como grandes xenolitos de diorita y gabro del complejo Patap y de tonalita Corralillo metamorfozada.

Composición y Estructura Interna .- El plutón Chasquitambo consiste de dos sub-unidades. La más antigua es una granodiorita caracterizada por la presencia de biotita y hornblenda que se hallan juntas en manchas. Contiene un gran número de xenolitos de diorita, y donde existen densas concentraciones de éstas, el plutón Chasquitambo se empobrece en cuarzo, gradando a una tonalita. Localmente, cerca de la parte alta del plutón, pueden verse algunos xenolitos similares como parte de los cuerpos intrusivos estrangulados. La sub-unidad está foliada por la orientación de sus cristales de plagioclasa y de sus minerales máficos dispuestos en planos paralelos; esta foliación resalta por el achatamiento de los xenolitos. Tiene un margen de grano fino en el contacto con las rocas encajonantes.

La segunda sub-unidad es un monzogranito de colos más claro y homogénero que la primera. Además tiene menor proporción de xenolitos, todos de tamaño pequeño; es más rico en cuarzo y feldespato potásico y como mineral máfico principal presenta biotita la que se encuentra uniformemente distribuida como pequeñas hojuelas.



F Fig.40.- Perfil de las capas sub-verticales de la granodiorita Baranda en el Plutón Contaderas Grande. Lado norte de la quebrada Contaderas Grande.

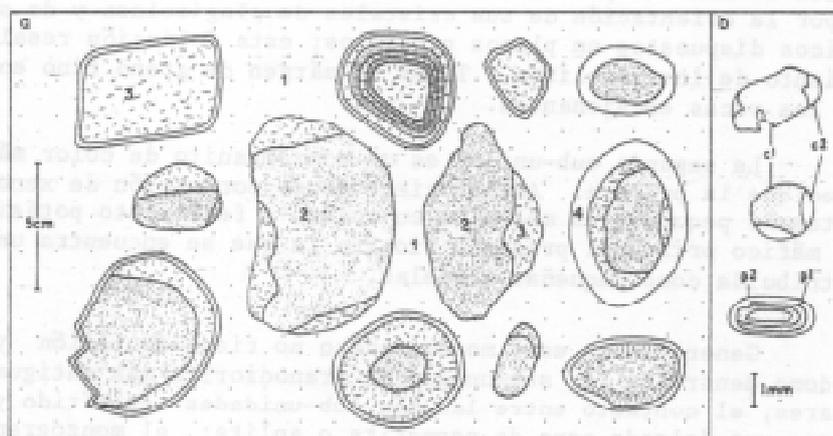


Fig.41.- Inclusiones en la granodiorita Baranda:
 a) En la granodiorita Baranda (1) existen xenolitos mecánicamente redondeados provenientes de otros xenolitos miocrodioríticos más antiguos (2) en la tonalita Huaricanga (3), algunos rodeados por cuarzo y plagioclasa (4) parcialmente recristalizados en su interior, con segregación de capas félsicas y máficas, con textura radial.
 b) Fenocristales corroídos de cuarzo C1 y plagioclasa P1 con sobrecrecimientos de cuarzo secundario C2 y plagioclasas P2.

Generalmente este monzogranito no tiene foliación y se halla como un domo dentro de la sub-unidad de granodiorita más antigua. En algunos lugares, el contacto entre las dos sub-unidades es nítido y entre ambas existe una delgada capa de pegmatita o aplita; el monzogranito encierra fragmentos angulares de granodiorita (Figs. 36^a y 36b), pero en otros lugares el contacto es gradacional.

El contacto entre las dos sub-unidades fue mapeado en la parte este y sur del plutón, puede verse fácilmente en el lado este de la quebrada Acuas, debajo del ramal principal de la quebrada Contaderas Grande, allí es nítido y en él se encuentra una pegmatita delgada de feldespato potásico y cuarzo. Fig. 36b). También puede verse en el lado norte del valle del río Fortaleza, en los cerros Pucush y Baúl, debajo del pueblo Chasquitambo (Fig. 36^a) y en la quebrada de Capillanía cerca a Hornillos.

Al este de Chasquitambo, en los cerros Carapunco y Palomo un cuerpo tabular de granodiorita Baranda de color gris yace entre las dos sub-unidades, contiene abundantes xenolitos de diorita y granodiorita perteneciente a la primera sub-unidad del plutón, en todas las etapas de asimilación. La foliación en el plutón granodiorítico (primera sub-unidad) es localmente paralela a los cuerpos tabulares Baranda y está fuertemente marcada cerca de éstos. Localmente, en la vecindad de Chasquitambo, numerosas diaclasas con cristales de hornblenda forman una lineación tipo estrías de falla.

La sub-unidad de monzogranito corta a la granodiorita Baranda y localmente encierra fragmentos de éstos. Localmente en su contacto el monzogranito es de grano más fino que el normal. El cuerpo tabular Baranda parece haber ocupado la fractura inicial que iba a formar el techo de la sub-unidad monzogranítica a medida que las rocas se iban hundiendo por subsidencia.

Cuerpos tabulares de granito gráfico se hallan dentro de la parte más alta de las sub-unidades pero son más abundantes en la granodiorita (Fig. 38). Ellos coratan a los cuerpos tabulares Baranda y a la sub-unidad de monzogranito e indican una subsidencia ulterior dentro del techo del plutón después del emplazamiento de la sub-unidad monzogranítica. Este granito gráfico y las aplitas están cortados por diques de andesita sub-verticales, que tienen rumbo NS. Estos a su vez son cortados por aplitas de feldespato potásico y cuarzo. Una mineralización de hematita-cuarzo-calcita y molibdenita asociada con las vetas de cuarzo-calcita y con el greisen de clorita-moscovita son también rasgos tardíos del plutón y puede verse en el cerro Baúl, al sur de Chasquitambo.

Petrografía .- La sub-unidad granodiorítica del plutón Chasquitambo generalmente contiene 6-8% de minerales máficos. La hornblenda verde forma cristales poiquilíticos maclados. La plagioclasa se halla como cristales largos y corroídos dentro de una matriz de feldespato potásico peritítico y cuarzo. Los accesorios incluyen minerales opacos.

La sub-unidad más joven (monzogranito) contiene típicamente 3% de máficos, los que generalmente constan de biotita, con algo de minerales opacos. También se encuentran en algunos lugares, pequeñas cantidades de cristales de hornblenda. La biotita forma grandes hojuelas poiquilíticas. La plagioclasa se encuentra como grandes cristales zoneados que están, por lo general, parcialmente reemplazados por feldespato potásico, éste último es frecuentemente peritítico y se encuentra inter cruzado con cuarzo.

Dique Anular Anta

El dique anular Anta aflora como un anillo sub-elíptico incompleto, de un kilómetro de grosor; con ejes de 10 y 19 km de longitud; su parte sur ha sido cortada por el dique Corcovado y por la subsidencia asociada con la unidad San Jerónimo y su contacto exterior es muy parado y buza hacia fuera mientras que el contacto interior es sub-vertical. Al este del pueblo de Anta, una franja angosta se extiende hacia el sur, desde el dique Anta, truncándose contra el dique Corcovado (Fig. 38). Los contactos de esta lengua del dique son sub-horizontales e indican que sobreyace a la tonalita Corralillo.

El contacto externo del dique anular Anta es generalmente nítido y no hay reducción del tamaño del grano dentro de él, ni metamorfismo de la roca encajonante adyacente. Localmente la tonalita Corralillo está cortada por vetillas de la roca del dique. Existen en el contacto externo, desprendimientos en gran escala de bloques del complejo Patap y de la tonalita Huaricanga, lo que se observa en el cerro Toro, al norte del villorio Huaricanga.

Composición y Estructura Interna .- El dique anular Anta es un monzogranito paraecido a la sub-unidad más reciente del plutón Chasquitambo. La biotita, principal mineral máfico, se halla de formada uniformemente en toda la roca. Pequeños xenolitos redondeados y no muy numerosos se encuentran en él en la misma cantidad que en la sub-unidad más reciente del plutón Chasquitambo, excepto en una faja angosta donde son abundantes. Esta faja es un alineamiento de xenolitos que se extienden por todo lo largo del dique anular. Xenolitos redondeados y angulosos de diorita se hallan en estos alineamientos y la mayor parte son fragmentos elipsoidales de menor de un metro de largo. Individualmente los fragmentos buzan en ángulo más bajo que el alineamiento de xenolitos vistosos como un todo, el que es paralelo a los márgenes sub-verticales del dique.

Al SO, en la quebrada Huancabamba, el dique anular Anta tiene sólo 100 m. de ancho, estrechándose hacia el este, precisamente en el punto donde se trunca contra el dique anular Cordovado. Allí el dique es más máfico de lo normal y localmente contiene zonas ricas en hornblenda prismática. La textura y la composición se tornan variables, observándose sectores donde el dique se angosta en los que la foliación se torna intensa y subparalela a sus

márgenes, a la vez que el tamaño del grano se reduce; este dique se convierte a milonítico localmente. Donde el dique es angosto se parece a un cuerpo tabular tipo Baranda.

La textura y composición del dique son también variables en su extremo SE y contiene un número pequeño de xenolitos que varían de volcánicos a microdioritas y a tonalitas de la unidad Corralillo, con una variedad de formas que van de redondeados a angulares; tienen orientaciones variables y parecen haber sido movidos en forma violenta y desgastadas mecánicamente. El dique varía en composición de monzogranito a granodiorita y la textura varía de grano grueso sin deformación, a grano fino fuertemente deformado, foliado y milonitizado. Los xenolitos están también variablemente deformados. En el extremo SE del dique circular, el monzogranito de grano grueso pasa hacia sus lados y a lo largo de su longitud, a una granodiorita Baranda foliada y milonitizada y a una tufisita brechada. Una sección del lado oeste del dique anular Anta, en la quebrada Muertos, se presenta en la Fig. 39 como ilustración de una de las complejidades del extremo SO del dique, causados por intrusión múltiple.

Petrografía .- La petrografía de la mayor parte del dique anular Anta es similar a la sub-unidad más joven, monzogranítica del plutón Chasquitambo.

Plutón Patorumi

El plutón Patorumi tiene forma parecida al plutón Chasquitambo, con techo plano y paredes sub-verticales que buzan hacia fuera. Está rodeado por el dique anular Corcovado que corta su techo en la parte norte. El techo plano puede verse en el cerro Patorumi, al sur del Cerro Mulato y de la Señal Cerro Negro donde el plutón, está cubierto por el complejo Patap y los volcánicos Casma. Puede verse también en los cerros Uña de Vaca y Coy Coy, donde el techo sub-horizontal bruscamente se dobla y se convierte en una pared con buzamiento hacia afuera, antes de ser cortado por el dique anular Corcovado, los contactos con nítidos.

Composición y Estructura Interna .- El plutón de Patorumi es un monzogranito de grano grueso similar a la sub-unidad más reciente del plutón Chasquitambo y del dique anular Anta. Contiene zonas sub-horizontales con xenolitos de microdiorita debajo de su techo. Ellos son predominantes en el cerro Patorumi y pueden representar capas rotas de microdiorita intruídas en la zona de techo del plutón.

Edad y Correlación .- En los cerros Mulato y Señal Cerro Negro el plutón está cubierto por parte de la formación Pararín lo que indica que, en relación con la roca encajonante, el techo del plutón se ha hundido verticalmente 1,500 m. dentro del dique Corcovado. El contacto interior del dique Cordovado corta el techo del plutón Patorumi, observado al norte del cerro Uña de Vaca, mientras que el contacto externo corta a apófisis del dique Anta. (Fig.

31-B, Sección 4). Esta situación junto con la evidencia de subsidencia ocurrida en el dique Corcovado, sugiere que el plutón Patorumi representa una porción del mismo cuerpo del dique Anta. Esta interpretación se apoya aún más por la similitud litológica entre el dique Anta y el plutón Patorumi. Estos dos cuerpos muestran que un plutón (como el de Patorumi) pasa hacia abajo a un dique anular (como el de Anta); la misma situación probablemente ocurre debajo de los tres plutones de la unidad Puscao.

La similitud litológica entre el plutón Patorumi, el dique anular Anta y la segunda sub-unidad del plutón Chasquitambo (monzogranito), puede indicar que estos plutones estaban conectados en profundidad y estrechamiento asociadas en el tiempo. Por lo tanto, estos tres cuerpos pueden ser más recientes que la primera sub-unidad del plutón Chasquitambo.

Plutón Llagumpe

El plutón Llagumpe forma un afloramiento sub-rectangular de 10 km de largo y de 2 a 5 km de ancho, con sus lados paralelos al batolito y buzando con altos ángulos hacia fuera. Su contacto SE es sub-vertical y paralelo con el margen del segmento cercano correspondiente al dique Anta siendo posiblemente la orientación de este contacto controlado por el mismo sistema de esfuerzos que determinó la localización del dique Anular Anta. Su contacto NO buza suavemente hacia afuera; más allá del afloramiento principal se encuentran pequeños afloramientos aislados que representan la parte alta del techo sub-horizontal del plutón, similar a los márgenes norte y sur del plutón María Cristina.

El contacto SE es nítido y los efectos de contactos no son claros como para interpretar la secuencia de emplazamiento con la tonalita adyacente. El contacto norte es también nítido pero en algunos lugares una capa de 2 cm. de pegmatita, feldespato potásico y cuarzo se encuentra a lo largo de él, presentándose la tonalita Corralillo rodeada por una faja delgada de biotita adosada a la pegmatita. Zonas de cizalla con brechas y fracturas con microbrechas se hallan localmente en el plutón y cerca al contacto con la tonalita. Los contactos de los afloramientos aislados del plutón son nítidos y localmente aquí el tamaño de grano de los cuerpos es más fino que el normal.

La alteración hidrotermal y la mineralización de calcita-hematita se halla a lo largo del contacto SO y localmente en cuerpos cilíndricos verticales, más allá del margen sur del plutón. Los cuerpos cilíndricos consisten de una facies de grano fino y afloran como manchas rojizas en el lado norte del cauce del río Fortaleza, al sur de Rinconada.

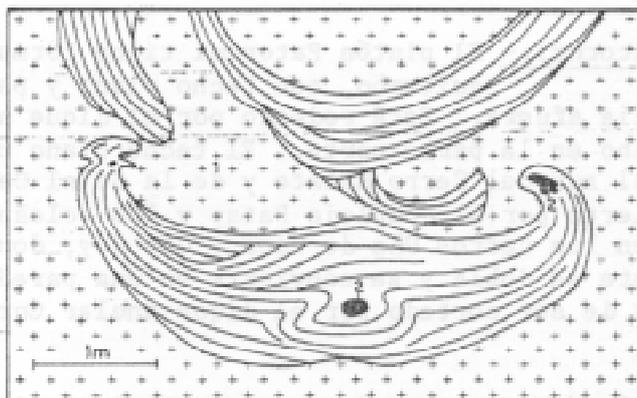


Fig.42.- Bandeamiento Convolutado marcado por alternancias de capas leucocráticas de grano grueso, con capas melanócratas de grano fino, en cuerpos cilíndricos de grano fino, pertenecientes a la granodiorita Baranda, dentro del monzogranito Puscao (1). Un cuerpo cilíndrico contiene xenolitos redondeados de tonalita Huaricanga (2) Localidad A. Fig. 31a.

Composición y Estructura Interna .- El plutón normalmente es un monzogranito de grano grueso, en la parte sur contiene biotita y agregados de hornblenda, la cantidad de feldespato potásico varía de un lugar a otro, localmente grada a una granodiorita a hornblenda, presenta pequeños xenolitos redondeados de diorita sin ser abundantes. En la parte norte del afloramiento, el plutón es de grano medio y se caracteriza por presentar manchas de hornblenda. Localmente es más leucócrato y rico en feldespato potásico el mismo que se encuentra en igual proporción que el cuarzo, los dos juntos exceden a la plagioclasa.

Los pequeños afloramientos aislados del plutón Llagumpe son de grano más fino que el cuerpo principal. Cerca a su margen NO pequeños afloramientos del plutón se hallan cortados por un número de cuerpos irregulares de granodiorita Baranda. Los cuerpos cilíndricos contienen fragmentos pequeños y redondeados de tonalita Huaricanga que muestran bandeamiento convoluto (Fig. 42). El bandeamiento es marcado por alternancias de bandas de granito leucócrato de grano grueso con bandas de granito de grano más fino y más rico en minerales máficos. Localmente se ven estructuras de estratificación cruzada las que pueden representar deposiciones sucesivas y erosión hacia adentro, a partir de pared del cuerpo cilíndrico.

Petrografía .- La plagioclasa (An 30-35) forma cristales grandes y entrecruzados; muestra zonación normal y bordes de reacción con feldespato potásico, el que forma un agregado intersticial con cristales de cuarzo los que tienen margenes suturados. La biotita se halla como cristales poiquilíticos y como agregados palasíticos parcialmente alterados a clorita. Cuando existe hornblenda verde, forma pequeños cristales prismáticos alterados a clorita y epídota. Los accesorios incluyen minerales opacos y epídota.

Plutón Contaderas

El plutón Contaderas tiene un afloramiento rectangular de 7 km de largo y hasta 2 km de ancho. Sus lados más alargados son paralelos al batolito y tienen buzamientos empinados dirigidos hacia fuera, mientras que los lados cortos buzanan ligeramente al NO y SE. Más allá del contacto NO cuerpos pequeños de forma irregular de la misma roca se encuentran a un kilómetro del plutón y parecen representar la porción superior del techo subhorizontal. Al oeste del plutón, la tonalita Huaricanga, las milonitas Puca Punta y los volcánicos están localmente metamorfizados e intruídos por cuerpos tabulares Baranda, los que muestran varias

etapas de deformación interna, desde bandeamiento de flujo hasta milonitización. El plutón Contaderas corta e inyecta diques dentro de la tonalita y es de grano fino hasta una distancia de 10 m. de contacto; ambos están cruzados por zonas de cizalla de pequeña escala y sus fracturas rellenadas con microbrechas. Estas estructuras son a su vez cortadas por aplitas delgadas y pegmatitas de feldespato potásico y cuarzo, los que probablemente son productos residuales del plutón Contaderas.

En el contacto oriental, ambos, el plutón y la tonalita poseen una foliación común paralela al contacto y no hay reducción del tamaño del grano. Las rocas que yacen inmediatamente por encima del contacto sub-horizontal, al SE se encuentran hidrotermalmente alteradas y contienen hematita y calcita.

El plutón Contaderas se halla cortado por un conjunto de diques de granodiorita Baranda y de microdiorita, fuertemente foliado contra ellos; en muchos lugares donde estos diques son numerosos, esta foliación tiene una dirección N 115° E y N 125° E y buzamiento sub-vertical. Algunos de los diques de microdiorita tienen manchas blancas que son agregados de plagioclasa que han reemplazado al granate; poseyendo algunos márgenes esquistosos que contienen granate.

Composición y Estructura Interna .- El plutón es un monzogranito de grano grueso relativamente homogéneo y compuesto de cuarzo, plagioclasa, hornblenda verde, biotita y cantidades variables de feldespato potásico. La hornblenda y la biotita dorada se encuentran como agregados en manchas. El plutón contiene pequeños xenolitos dioríticos, redondeados y uniformemente distribuidos, pero son menos abundantes que en la mayoría de las unidades del complejo Santa Rosa.

Petrografía .- La petrografía del plutón Contaderas es imilar a la del plutón Llagumpe.

Plutón Mansemiche

Este se encuentra al oeste del plutón María Cristina y forma un afloramiento pequeño en forma de domo. Consiste de un monzogranito de grano grueso y uniforme similar a la

parte principal del plutón María Cristina. Al norte y NE está rodeado por zonas de cizalla discontinuas, por zonas de microbrecha y por cuerpos tabulares Baranda.

Tres kilómetros al norte en la margen derecha del río Huarmey y sobre la tonalita Corralillo, se observa zonas de cizallamiento de pequeña escala y microbrechas en una amplia área ubicada al norte de la hacienda Taica y en la quebrada Pedregal. Las rocas Puscao están ausentes por la intensidad del desarrollo de las zonas de cizallamiento de pequeña escala y de microbrechas sugieren que el plutón Puscao, que puede ser una continuación del plutón Mansemiche, probablemente se halló por debajo de la actual superficie de erosión. Una pequeña mina de cobre, cerca de la latitud 10° S, hacia el norte de la hacienda Taica, opera en ve tas que probablemente son parte del plutón Puscao, pero que no está expuesto.

Dique Anular Murpa

El dique anular Murpa se halla en la parte baja de la quebrada Murpa; tiene un grosor de 25 m. y forma de arco de 8 km de longitud, con buzamiento casi vertical y hacia fuera. Está asociado con numerosos diques pequeños lo que al oeste tienen rumbo N-S y buzamiento fuertemente al oeste, mientras que al SE su rumbo es E-O. La forma general de estos cuerpos tabulares es de un dique anular discontinuo, que generalmente presentan contactos definidos.

Cuerpos pequeños y de forma irregular pertenecientes al monzogranito Puscao abundan en la vecindad del dique anular Murpa, especialmente dentro del anillo, entre la quebrada Murpa y la quebrada Shanán. Debido a que las rocas Puscao no son generalmente abundantes lejos de un plutón grandes y a la similitud de estos afloramientos con aquellos que se ven inmediatamente sobre los techos de los plutones Contaderas, María Cristina y Llagumpe, es probable que un plutón Puscao de gran tamaño yace dentro de 1 km o menos por debajo de la superficie de esta región.

Composición y estructura interna .- El dique anular y los cuerpos tabulares asociados consisten de granodiorita Baranda de color gris. Las rocas son variables en composición y el tamaño de grano varía entre medio a vítreo y contienen cantidades variables de xenolitos. Localmente los xenolitos están concentrados densamente y constituyen más del 75% del dique. La mayor parte de los xenolitos son de dorita o de roca Santa Rosa que han sido mecánicamente redondeados. Muchos poseen sobrecrecimientos concéntricos de material cuarzo-feldespático e internamente tienen estructuras radiales o recristalización concéntrica (Fig. 41).

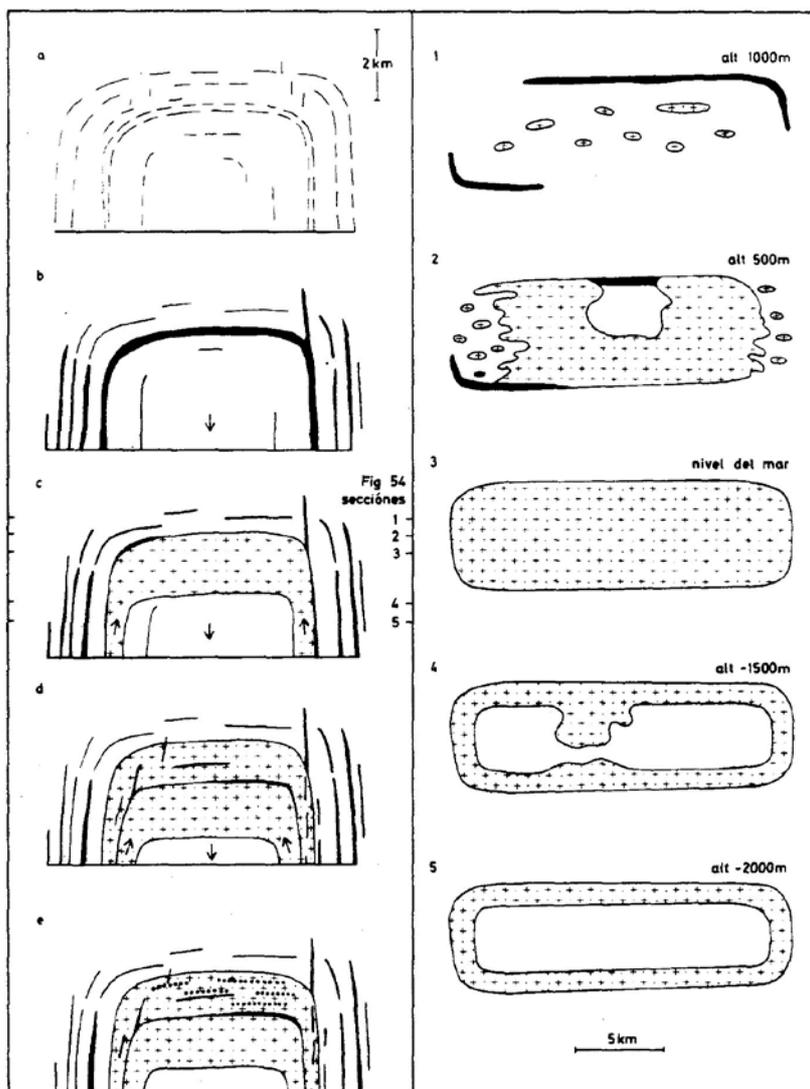


Fig.43.- Perfiles verticales idealizados mostrando la secuencia de los eventos de emplazamiento de un plutón. Líneas discontinuas en (a) indican la ubicación de zonas de cizalla y zonas de brecha. Además se representa a la granodiorita Baranda (negros), monzogranito Puscao (cruces), sills de aplita (puntos alineados) y a la roca de caja (blanco). Las flechas indican las direcciones de movimiento de las cajas y del magma Puscao. En (c) se localiza a las cinco secciones horizontales de la figura 44.

Fig.44.- Secuencia de secciones horizontales idealizadas a diferentes niveles estructurales del plutón monzogranítico Puscao (cruces). Las grandes capas de granodiorita Baranda están en negro y los niveles estructurales se muestran en la Fig. 43c. Las altitudes se basan en la altura presente del plutón María Cristina.

El dique generalmente tiene un bandeamiento marcado que resalta por la orientación de los cristales y por los xenolitos achatados. En algunos lugares la tonalita Huaricanga ha sido fuertemente deformada y recristalizada y posee una foliación bien marcada, asociada con segregación de bandas cuarzo-feldespáticas que da a la roca una apariencia de gneis bandeado.

Granodiorita Baranda

La granodiorita se denomina así porque se halla bien expuesta en el cerro Baranda (Fig. 31^a).

Se vé en forma de diques o de cuerpos tabulares sub-horizontales; normalmente tiene entre 5-10 m. de grosor pero algunos alcanzan hasta 500 m. Gran número de éstos forman redes irregulares (Fig. 40) constituyendo algunos, chimeneas de pocos metros de diámetro.

Los contactos de estos cuerpos son generalmente nítidos y los fragmentos que ellos engloban son estrictamente angulares, volviéndose redondeados en el centro de éstos, por corrosión mecánica.

Adyacente a algunos contactos, las rocas de caja están fuertemente deformadas y localmente recristalizadas, con desarrollo de una fábrica plana con segregación de bandas cuarzo-feldespáticas. Esta fábrica resalta por el achatamiento de xenolitos en el plutón caja adyacente a los cuerpos tabulares. Cuando la caja es el plutón Santa Rosa, el resultado de esta deformación y recristalización es un gneis bandeado, cuyos contactos son gradacionales con el cuerpo tabular intrusivo. En algunos lugares estos cuerpos tabulares constituyen milonitas negras (protoclásticas o blastomilonitas) los cuales poseen estructura plana bien marcada que envuelven fragmentos de roca de grano fino, donde sus cristales están dentro de una matriz vítrea.

Composición y Estructura Interna .- Los cuerpos tabulares de la granodiorita Baranda se caracterizan por tanto por la diversidad de su composición y estructura interna como por sus xenolitos a escala regional y local. Ellos tienen una textura irregular que consiste de fenocristales parcialmente redondeados y corroídos de plagioclasa, cuarzo y hornblenda verde, con menores cantidades de feldespato potásico y biotita dentro de una matriz de gano fino a medio o vítrea, de composición similar.

Los cuerpos tabulares de la granodiorita Barannda contienen una variedad de xenolitos (Fig. 41^a) que pasan el 20% de su volumen, pero la abundancia de éstos puede variar de cero a 75%. La mayoría de xenolitos son fragmentos de la roca intruída por la granodiorita, pero algunos son fragmentos de otras rocas. En algunos casos los fragmentos se hallan envueltos

dentro de cortezas félsicas y máficas y están internamente recrystalizados con estructuras radiales o concéntricas que se parecen a las inclusiones de los famosos granitos orbiculares descritos por SEDERHOLM (1928). En algunos casos estas cortezas fueron fracturadas desapareciendo parcialmente. Fragmentos de rocas similares, algunas de las cuales están envueltos por capas concéntricas, o que poseen márgenes bien definidos en sus cajas, se hallan juntos en el mismo cuerpo tabular (Fig. 41^a).

En muchos casos los cuerpos tabulares de la granodiorita Baranda no muestran orientación preferente de sus minerales ni alineamientos de sus xenolitos, pero algunos poseen fábricas planares existiendo gradaciones completas entre las fábricas planares y las isotrópicas. Las fábricas planares son marcadas por la orientación preferente de los fenocristales y por los xenolitos achatados, pero en algunos casos los cuerpos tabulares con fábricas planares encierran xenolitos que no muestran signos de achatamiento y que más bien los envuelven.

A veces la fábrica planar está contorsionada dentro de un cuerpo tabular vítreo o de una chimenea, con estructuras convolutas (Fig. 42) que representan deposición y erosión sucesivas de las paredes hacia el centro del cuerpo.

Petrografía .- Los fenocristales de plagioclasa son de andesina que muestran zonación normal e invertida. Los de cuarzo son típicamente redondeados y se hallan corroídos irregularmente, observándose a los fenocristales de feldespato potásico redondeados y maclados. La biotita se encuentra como grandes hojuelas o como aglomerados de pequeños cristales. Muchos fenómenos cristales poseen sobrecrecimientos de una segunda generación del mismo mineral o coronas de reacción en su matriz. Algunas de las partes corroídas en los fenocristales de cuarzo, están rellenas con cuarzo secundario, el mismo que tiene un margen externo redondeado (Fig. 41). Los fenocristales están envueltos en una matriz de grano fino que consiste de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico y menores cantidades de biotita, opacos, epidota y clorita.

Los minerales tanto de la matriz como de los fenocristales están irregularmente distribuidos siendo la matriz de grano medio y en algunos casos de grano fino o vítreo, el tamaño de los fenos es generalmente de menor de 4 mm. de longitud.

Aplitas Puscao

Este conjunto constituye el segundo grupo de cuerpos tabulares dentro de la unidad Puscao y está constituido por aplitas rosadas con textura granofírica. Ellas comunmente se hallan como cuerpos tabulares sub-horizontales hasta de 20 m. de grosor, dentro de la parte superior del plutón, y son generalmente uniformes en textura y libres de xenolitos (Fig. 37).

Secuencia del emplazamiento de los componentes de la Unidad Puscao

Los contactos principales de los plutones Puscao son generalmente nítidos pero no dan mayor información acerca del mecanismo de cómo se intruyeron. Sin embargo algunos rasgos de pequeña escala, relacionados a su emplazamiento, están dispersos a través de las rocas encajonantes de muchos plutones, siendo más visibles donde estas rocas encajonantes constituyen plutones homogéneos, de color claro. La naturaleza de los fenómenos de contacto es variada y la secuencia local de los rasgos varía de un lugar a otro, pero los fenómenos que precedieron al emplazamiento de un plutón mayor ocurrieron en general en el mismo orden aunque la secuencia no es completa en un mismo sector. Esta secuencia se resume en lo siguiente :

1. Zonas de cizallamiento de pequeña escala, desde 1 cm. de ancho y 10 cm. de largo que se desarrollaron en redes irregulares a manera de fajas planares distintas hasta 2 km del futuro margen del plutón. Las fajas son paralelas al margen del plutón siendo sub-horizontales sobre su techo y sub-verticales fuera de sus paredes (Fig. 43^a).
2. Las zonas de cizalla fueron fracturadas y contienen ahora microbrechas con fragmentos angulares de centros esquistosos y márgenes no deformados en una matriz de ultramilonita bandeda. Fracturas adicionales y zonas de cizalla se desarrollaron en redes irregulares uniéndose a las zonas de cizalla más antiguas.
3. Los cuerpos tabulares de granodiorita Baranda se desarrollaron dentro de los 2 km de los márgenes futuros del plutón principal, adyacente a las fajas de cizallamiento y microbrechas paralelas a ella (Fig. 43 b). Algunas zonas de microbrecha más amplias pasan gradualmente a cuerpos tabulares Baranda, mientras que muchas de estas zonas están cortadas por los cuerpos tabulares. Fragmentos angulares de las rocas encajonantes fueron arrancados de las paredes de los cuerpos y redondeados mecánicamente. En algunos lugares los cuerpos Baranda desarrollaron un bandeamiento de flujo que fue deformado antes que los cuerpos se consoliden y en otros la roca de caja fue deformada y recristalizada tomando una estructura gneísica.
4. Un plutón mayor se emplazó por intercambio masivo con un segmento rectangular de su roca encajonante, el que se hundió dentro de un marco de cuerpos Baranda (Fig. 43c). El plutón cortó y removió fragmentos de la granodiorita Baranda, contigua a él.
5. En algunos plutones, una primera intrusión fue seguida por el emplazamiento de una segunda sub-unidad, más homogénea y ácida, dentro del caparazón de la primera sub-unidad, precedido por una repetición de los eventos descritos en los cuatro puntos anteriores (Fig. 43d).
6. En algunos casos cuerpos tabulares de microdiorita intruyeron a plutones y a sus cajas produciéndose linamientos de almohadillas por fracturamiento.

7. Capas sub-horizontales de granito gráfico fueron intruídos en las partes más altas de algunos plutones durante su consolidación (Fig. 43c).

Significado de los fenómenos del emplazamiento Puscao

Las zonas de cizalla iniciales son similares a las estructuras comunmente observadas en rocas homogéneas sujetas a estados de deformación heterogéneos. Ellas son el producto de cortes diversos y representan la localización de altos estados de de formación, ésta se efectuó por flujo dúctil. Del estudio de zonas de cizalla similares a los gneises del complejo Lewisian de Escocia, RAMSAY y GRAHAM (1970), se deduce que la primera esquistosidad que se presenta en los márgenes de la zona no es paralela con estos márgenes, por lo tanto no es paralela a la dirección de cizallamiento pero sí al plano XY del elipsoide de deformación producida por cizalla simple con ejes $X > Y > Z$. Así aunque muchas zonas de cizalla son sub-verticales, sus planos XY tienen buzamientos empinados hacia fuera. La distribución de la zona de corte indica que las altas concentraciones de deformación fueron localizadas en zonas angostas con posiciones sub-verticales y sub-horizontales, paralelas al futuro margen del plutón y dentro de los 2 km. de éste y que definieron un marco tridimensional de cilindros o rectángulos.

El fracturamiento de las zonas de cizalla indica un cambio del estado de deformación del flujo dúctil a falla, causado por ruptura dentro de las mismas zonas planares, tal vez originado por le aumento, en rapidez de deformación ya que los ensambles mineralógicos no indican ningún cambio marcado de temperatura o presión. Una asociación similar de zonas de cizalla y microbrechas fue descrita a lo largo de los límites principales de la falla Glencor en Escocia, por CLOUGH, MAUFE y BAILEY (1909). Ellos observaron en las microbrechas su “conexión invariable en el campo con signos obvios de cizallamiento. Vistas al microscopio las estructuras cargadas de fragmentos angulares de roca de caja arrancados de las zonas adyacentes de cizalla”.

Los fragmentos de microbrechas, dentro de las zonas de cizalla fracturadas, están mezclados y desorientados indicando que los fragmentos localmente estuvieron libres para moverse independientemente el uno del otro. Esto sugiere que los flujos de gas, se introdujeron desde abajo por las fracturas y aislaron a los fragmentos de roca de grano más fino. Estados progresivos pueden observarse en el alargamiento de las zonas de microbrecha por “stopping”. Las zonas de brecha con más de un centímetro de grosor, contienen tanto fragmentos angulares como redondeados, siendo estos últimos progresivamente abundantes en las zonas más extensas de brechas y lejos de las zonas marginales. Estas observaciones sugieren que los fragmentos redondeados son el resultado de las paredes y nó el resultado primario de fracturas inicialmente curvadas.

Raramente se ven amplias zonas de brecha, existiendo transiciones entre estas zonas de brecha las cuales consisten en fragmentos angulares y redondeados dentro de una matriz de ultramilontía y los cuerpos tabulares de granodiorita Baranda que contienen gran número (más de 50% en volumen), de xenolitos angulares y redondeados de origen local o exótico. Verdaderas tufisitas como las descritas por CLOOS (1941) son de menor importancia en el Batolito y los cuerpos tabulares Baranda son más numerosos que las zonas de brechas.

Los cuerpos tabulares Baranda representan la tercera etapa en el desarrollo de los planos de debilidad iniciada por la formación de zonas de cizalla y desarrollada por socavamiento y ampliación de las fracturas rellenas con microbrecha. Cuerpos tabulares en los cuales los fragmentos angulares se encuentran en el margen seguidos hacia adentro por xenolitos progresivamente más redondeados, sugieren que el redondeo de los fragmentos se relacionan al momento en que fueron separados de su posición original. Una situación similar fue descrita por CLOOS (1941) en las chimeneas de tufisita de Swabian la que fue interpretada por REYNOLDS (1969), como el resultado del flujo rápido de corrientes de gas-tufo en el centro de los conductos donde el material suspendido dentro de éste, se movilizó durante más tiempo que las partes marginales de los cuerpos donde el socavamiento recién comenzaba. En el caso de los cuerpos tabulares Baranda, esta conclusión se apoya por la ocurrencia rara de xenolitos exóticos que son variablemente más redondeados que los xenolitos de la roca encajonante adyacente.

Algunos de los xenolitos dentro de la granodiorita Baranda son compuestos y consisten ya sea de tonalitas Santa Rosa o de monzogranito Puscao encontrándose también xenolitos más antiguos de diorita o tonalita (Fig. 41^a). Tales xenolitos compuestos que son esféricos y que han sido igualmente suavizados, indican que el redondeo fue causado por un proceso mecánico.

La presencia de costras concéntricas félsicas y máficas, alrededor de algunos xenolitos esféricos, indica fuera reacción química entre los fragmentos y ñla matriz, mientras que el fracturamiento de algunas costras concéntricas indican la absorción mecánica continuada dentro de los xenolitos. La ocurrencia conjunta en una parte del cuerpo tabular tanto de xenolitos de dioritas angulares y sin signo de reacción con la matriz como de xenolitos esférico con costras de reacción concéntrica y con costras concéntricas parcialmente fracturadas y no uniformes, indica que tuvieron lugar, al mismo tiempo, fuertes procesos de abrasión y de reacción química. La mezcla irregular de los fragmentos de diferente tamaño indica que estos procesos, fueron combinados con la mezcla total de las partículas contenidas dentro del cuerpo tabular.

Los fenocristales en los cuerpos tabulares Baranda también indican una historia de corrosión mecánica y reacción química, debido a que ellos, están redondeados y tienen bordes entrantes rellenos por crecimiento secundario del mismo mineral, mientras que las

márgenes exteriores concuerdan con la cobertura general de la superficie exterior redondeada de los fenocristales (Fig. 41^a). Algunos fenocristales tienen crecimiento esférico secundario alrededor de cristales esféricos interiores.

En muchos casos donde el bandeamiento planar de los cuerpos tabulares Ba randa está fuertemente contorsionado la roca caja no muestra signos de deformación y por lo tanto el bandeamiento es posiblemente una estructura de flujo. El bandeamiento planar puede ser el resultado de flujo laminar mientras que el bandeamiento contorsionado del flujo refleja turbulencia. La mezcla de fragmentos de diferentes tamaños, fuente y grado de redondeo, junto con la existencia de fragmentos localmente derivados y bien redondeados con estructuras de turbulencia asociadas indican que el fluido, fue un gas y no un líquido (REYNOLDS, 1954; LEWIS y BOWERMAN, 1952).

El estado fluidizado de la parte más alta de los magmas, en el momento de la intrusión, explica las aureolas metamórficas angostas. Las observaciones experimentales (LEWIS, 1969) muestran que en una capa fluidizada, “el movimiento de partículas en las paredes o cualquier superficie sólida, dentro de la capa, es tan rápido como para poder producir un gradiente térmico bien alto, si la superficie es calentada o enfriada; consecuentemente la transferencia de calor tanto de una superficie como a otra es muy rápida”. La consecuencia esperada es una aureola angosta con una mineralogía que indica calentamiento rápido y un tiempo corto de máxima temperatura (ATHERTON y BRENCHLEY, 1972).

Significado de las Estructuras Puscao

Las formas y asociación espacial, del dique anular Anta y del plutón Patorumi sugieren que el techo de los plutones Puscao pasan hacia abajo a diques. El dique anular Murpa y su asociación con vetas irregulares de monzogranito Puscao, similares a los apófisis que existen sobre los techos de los plutones mayores, en otros sitios, sugiere que este dique yace sobre las paredes de un plutón mayor. Estos afloramientos indican por lo tanto, que los diques anulares son la extensión hacia arriba y hacia abajo de las paredes de los plutones Puscao y que sus extensiones hacia arriba están compuestas de cuerpos tabulares de granodiorita Baranda, intruídos en un estado fluidizado, mientras que las extensiones hacia abajo son de magma monzogranítico (Fig. 43c). El dique anular Corcovado que es similar a los cuerpos tabulares Baranda, es casi seguro que llegó a la superficie y formó calderas. La Fig. 44, muestra una secuencia de secciones horizontales idealizadas de un plutón Puscao

ilustrando las relaciones supuestas entre los diversos tipos de afloramientos visibles. Estas secciones horizontales complementan a las secciones verticales idealizadas de la figura 10.

Como se puede ver en las figuras 8, 5, 23 y 31; así como en las secciones a escala 1:100,000, la totalidad del batolito y sus plutones individuales se emplazaron sin ninguna distorsión significativa lateral ni vertical hacia arriba de sus rocas encajonantes. Por lo tanto los plutones han reemplazado a las rocas que previamente ocuparon sus lugares por intercambio hacia abajo. Un reemplazamiento químico metasomático no es probable debido tanto a la homogeneidad de los grandes plutones, con contactos agudos y nítidos como a su nivel alto de la corteza terrestre y a las aureolas angostas de metamorfismo asociado. Por lo tanto ellos parecen haberse intruido por un reemplazamiento mecánico del tipo descrito por: CLOUGH, MAUFE y BAILEY (1909), esto es subsidencia tipo “cauldron”.

Las fracturas limitantes de los plutones circundantes parecen haber sido controladas por los cuerpos tabulares tipo Baranda. La ocurrencia de los cuerpos tabulares Baranda así como los diques anulares de monzogranito, sugieren que el ensanchamiento de los cuerpos Baranda por socavamiento, asociado con fluidización, abrió el camino para el ascenso e intrusión de los magmas. El bloque central de rocas más antiguas se hundió en la corona fluida del magma como en un pantano sienta corroído por el flujo del sistema fluido en su alrededor.

La ausencia de distorsión en las capas, particularmente la carencia de composición vertical de las rocas del techo y la ausencia de sinclinales en los costados indican que los plutones Puscao no se emplazaron como diapiros en este nivel. RAMBERT (1967, 1970), encontró que existe una gran diferencia en las estructuras producidas en experimentos con modelos centrifugados de acuerdo al contraste de viscosidad entre los componentes que simulan al magma y a las rocas de caja. Si hay un bajo contraste en la viscosidad, entre el magma y la roca de caja, entonces el magma asciende diapíricamente, independientemente de la estructura de la roca de caja. Si la viscosidad del magma es mucho menor que la de las cajas, entonces el magma es muy débil para empujar a las capas a un costado, pero su alta fluidez le permite moverse rápidamente a lo largo de zonas de debilidad. El último caso se asocia con el colapso de la sobrecarga más rígida y con el socavamiento. Las estructuras de los plutones Puscao, Santa Rosa y San Jerónimo son ejemplos claros de este segundo caso, en el que el magma tuvo alta fluidez

UNIDAD SAN JERONIMO

La unidad San Jerónimo se encuentra en la parte este del Batolito, entre las cotas de 1,400 y 4,200 m. (Fig. 31^a). Consisten principalmente de tres plutones angostos y rectangulares (Carapun, Vindoc y Shilancayoc), de hasta 30 km. de largo y 5 km de ancho, con paredes sub-verticales orientadas entre NNO-SSE y NNE-SSO y dos diques anulares verticales, sub-rectangulares (Corcovado y Cuya), de hasta 1 km de grosor y de hasta 15 km de

largo. Secciones profundas se exponen hasta los 2,800 m. a través del plutón Carapún pero todos los plutones son sin techo. Los plutones afloran en laderas altas y empinadas, cubiertos parcialmente por suelos, cactus y arbustos, por lo que no se pueden observar con el mismo detalle como a los plutones de la unidad Puscao.

Los contactos de los plutones son generalmente nítidos y cortantes. El contacto sur del plutón Carapún con el plutón Chasquitambo puede verse en la quebrada Rari, a 3 km al norte de Chaucayán. En el contacto, la unidad San Jerónimo tiene grano fino, está deformada y fuertemente fallada dentro de una franja de varios metros de ancho, la que contiene fragmentos rotos y lenticulares de monzogranito de grano medio perteneciente al plutón Chasquitambo, con deformación interna muy ligera (Fig. 45). Localmente, existe una franja de bioita alrededor de los fragmentos de monzogranito. Las facies marginal deformada del plutón Carapún tiene su contacto nítido con un sienogranito de grano grueso a porfirítico el cual forma la mayor parte del plutón Carapún.

El contacto sur del plutón Vindoc con los volcánicos del grupo Casma puede verse en la quebrada de Corotanca, al SE de Colquioc. Donde el camino cruza al río, el plutón Vindoc tiene un margen de grano fino de 1 cm. de grosor. Justo al norte, en el fondo de un arroyo tributario, las rocas de la formación La Zorra están recrystalizadas a hornfels y cortadas por vetillas del plutón Vindoc. Cerca al contacto, el plutón contiene un gran número de xenolitos volcánicos, parcialmente asimilados, siendo éste más oscuro y con menos feldespatos potásicos que lo normal.

Composición y Estructura Interna .- La unidad sienogranítica San Jerónimo puede dividirse en una facie porfirítica y en otra no porfirítica. La facie porfirítica contiene igual número de fenocristales corroídos de cuarzo sub-hexagonal y de plagioclasa zoneada y sericitizada, de hasta 5 mm. de diámetro, con grandes cantidades de biotita e ilmenita. Estos fenocristales yacen en una matriz granofílica de grano uniforme que consiste de cuarzo y feldespatos potásicos peritítico. La matriz de la facie no porfirítica es similar a la de la facie porfirítica. En algunos lugares las dos facies gradan entre sí, mientras que en otros tienen contactos nítidos. Xenolitos dioríticos redondeados y pequeños, se encuentran en ambas facies pero no son abundantes. Los límites de estas facies han sido mapeados solamente en unos pocos lugares y no se muestran en el mapa a escala 1:100,000.

Los 1,800 m. inferiores de la parte expuesta del plutón Carapún consiste de una facie porfirítica de grano grueso. La parte intermedia es de grano más fino que la facie porfirítica, con fenocristales más pequeños, en donde el cuarzo es dos veces más abundante que la plagioclasa. La parte superior, no porfirítica, que representa los 900 m. superiores del plutón, es rica en cuarzo y sus plagioclasas están extensamente alteradas a sericita.

La mayor parte del plutón Vindoc consiste de una facie porfirítica, excepto al norte

de la quebrada de Corotanca, en el extremo sur del área, que consiste de una facies no porfirítica. La mayor parte del plutón Shilancayoc consiste de la facies porfirítica.

Los plutones Carapún contienen cuerpos tabulares y vetas de granito gráfico, similares a los que existen en el plutón Puscao. Ellos son similarmente muy abundantes en los afloramientos más altos de los plutones y están mejor expuestos en los cerros Carapún y Yana Llama.

En algunos lugares los diques de microdiorita intruyeron a los plutones San Jerónimo antes que éstos se consolidaran y cristalizaran así como antes que los diques se rompieran en almohadas las cuales se encuentran alineadas. Este rasgo está bien expuesto en los afloramientos de una pequeña quebrada ubicada en la ladera norte del cerro Copán, al sur de Vindoc. Allí, las aplitas de feldespató potásico y cuarzo así como los cuerpos tabulares de granodiorita hornbléndica del plutón Vindoc, que cortan a la diorita Paccho, están intruídos por cuerpos tabulares de microdiorita que se rompieron en segmentos alineados.

Los diques anulares Corcovado y Cuya tienen contactos nítidos y sub-verticales. Su textura y estructura interna es más variable que en los plutones principales y gradan en forma similar a la sub-unidad porfirítica de los cuerpos tabulares Baranda, hasta llegar a milonitas y blastomilonitas protoclasticas. En algunos lugares sus cajas inmediatas están cruzadas por zonas de cizalla y de microbrecha y en otros los diques anulares encierran inclusiones redondeadas y alineadas de la caja inmediata y rocas exóticas que localmente gradan a brechas de tufisita, (Fig. 46). Esto último se expone bien al oeste de Choque, en el dique anular Cuya. En ciertos casos donde la roca es de grano fino y está fuertemente bandeada, el bandeamiento está contorsionado. Por la similitud de las texturas internas de los diques anulares Corcovado y Cuya con las de los cuerpos tabulares Baranda, se considera que las condiciones de emplazamiento son similares, pero además, es casi seguro que el dique anular Corcovado llegó a la superficie dando como resultado la formación de una caldera y erupciones de ignimbrita.

Un número de cuerpos tabulares verticales, de la unidad San Jerónimo, de hasta 7 km. de largo y 10 m. de grosor, se hallan en la quebrada Rinconada y tiene rumbo NE-SO. Ellos generalmente consisten de una facie de grano fino, no porfiríticas y están localmente foliados y gradan a una milonita protoclastica. Son ricos en Pirita y cortan a través del espacio existente entre los afloramientos septentrionales y meridionales del dique anular Corcovado.

KNOX (1974), mapeó la parte sur del dique anular que se halla justo al sur del cuadrángulo de Huayllapampa y considera que diques paralelos se intruyeron a lo largo de una bisagra que permitió una subsidencia diferencial de las dos partes del bloque central de rocas más antiguas contenidas dentro del dique Corcovado.

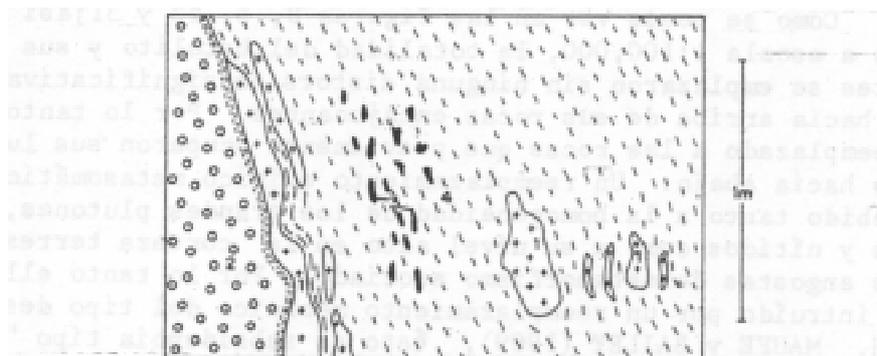


Fig.45.- Contacto entre los plutones graníticos Carapún de la unidad San Jerónimo y Chasquitambo de la unidad Puscao, visto en la quebrada Rari, 3 km. al norte de Chaucayán. El monzogranito Puscao de grano medio (1), el sienogranito porfírico San Jerónimo de grano grueso (2), los xenolitos de diorita (3) están dentro del sienogranito San Jerónimo de grano fino (4), indicándose la foliación.

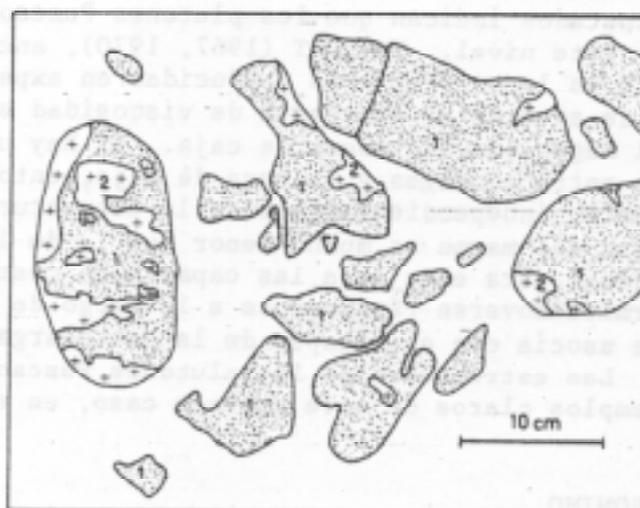


Fig.46.- Xenolitos mecánicamente redondeados en el dique anular Corcovado, al SE del pueblo de Anta. Los xenolitos de diorita (1) se derivaron de xenolitos más antiguos en el monzogranito Puscao (2), probablemente del plutón Patorumi.

Los plutones San Jerónimo están cortados por diques de microgranito porfirítico, de color verde claro, que parece ser una fase tardía de la unidad San Jerónimo. Ellos son especialmente abundantes en la parte NE del plutón Chasquitambo, en el cerro Numyac y en los cerros Guemish Cunca y Uchupacu; a su vez son cortados por un número menor de diques de microdiorita. Ambos grupos de diques son sub-verticales y paralelos.

Petrografía .- La facies porfirítica consiste típicamente de fenocristales corroídos de cuarzo sub-hexagonal y cantidades iguales de plagioclasa sericitizada. Algunos de los cristales de plagioclasa muestran zonación normal (An 30-10) y la mayoría están corroídos y muestran coronas de reacción con sus matrices. La matriz consiste de intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespato potásico perfitico.

La facies no porfirítica similar a la matriz de la facies porfirítica pero de grano más grueso y contiene algunos cristales de plagioclasa corroídos y sericitizados en un intercrecimiento gráfico irregular de feldespato potásico y cuarzo.

Los diques de microgranito verde porfirítico se componen de cristales de plagioclasa y fenocristales de hornblenda verde, con una matriz de plagioclasa verde parcialmente alterada a clorita y epidota, con cuarzo y feldespato potásico en los intersticios e ilmenita y esfena como accesorios. Unos cuantos fenocristales de plagioclasa muestran zonación normal y algunos están corroídos y parcialmente alterados a sericita.

Edad y Correlación .- La unidad de San Jerónimo corta a la unidad Puscao y constituye la última de las intrusiones mayores de la región. Es similar en litología a la unidad San Jerónimo descrita y nombrada por primera vez en el área de Sayán (cuadrángulos de Huaral y Huacho) por COBBING y PITCHER (1972). Las facies porfiríticas pueden correlacionarse con la facies San Jerónimo.

Aunque en esta región el dique anular Corcovado es claramente más joven que algunos de los plutones Puscao (Fig. 31), en el área de Sayán, otro dique anular de la unidad San Jerónimo es cortado por el plutón Puscao COBBING y PITCHER (1972). Por lo tanto grosso modo, el ascenso de los magmas que formaron la unidad Puscao y San Jerónimo a estos niveles en la corteza parecen haber sido contemporáneos.

DIQUES DE MICRODIORITA

Los diques de microdiorita se intruyeron durante y entre los episodios de las intrusiones plutónicas. La mayoría de los diques son sub-verticales y con distribución irregular, siendo la mayoría paralelos al batolito; un número más reducido tienen rumbos normales al eje mayor del batolito y otros forman conjuntos radiales. En la quebrada Gramadal, diques de microdiorita

porfirítica ricos en cuarzo tienen una dirección de N 135° E y están cortados por diques de microdiorita porfirítica con abundante plagioclasa, con rumbo de N 70° E. Los diques se emplazaron por dilatación pero en conjunto representan sólo una pequeña fracción del volumen del batolito, se concentran dentro de él o dentro de sus cajas occidentales y unos cuantos se hallan en las rocas que lo cubren.

Esta distribución sugiere que estos diques se estrangulaban hacia arriba y que no fueron conductos importantes para el transporte del material hacia la superficie.

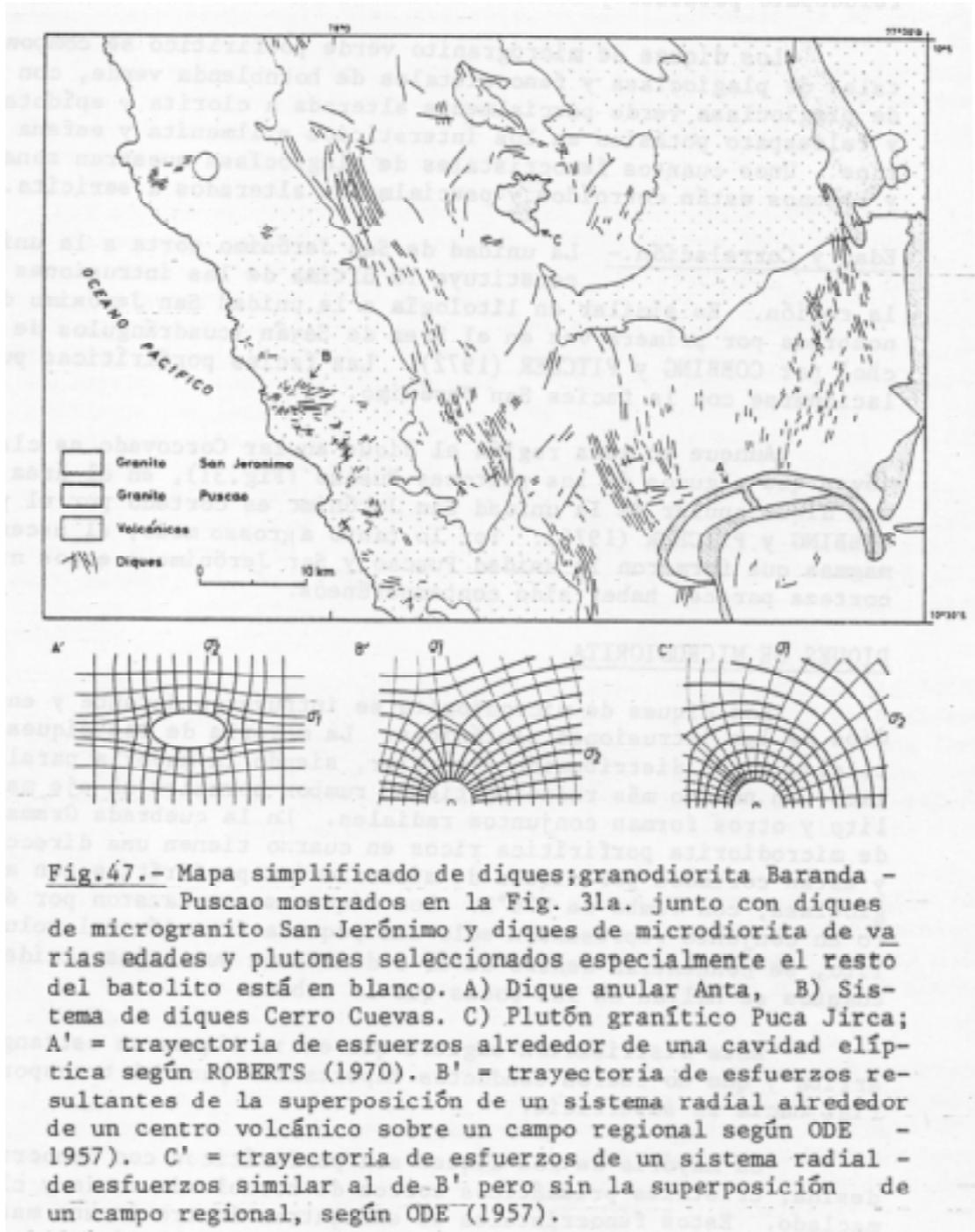
La mayoría de los diques son porfiríticos con fenocristales de andesina, cristales prismáticos cortos de hornblenda verde y clinopiroxeno maclado. Estos fenocristales se encuentran dentro de una masa holocristalina de textura sub-óptica de andesina con hornblenda verde, clinopiroxeno y pequeñas cantidades de cuarzo, esfena y minerales opacos.

Los principales episodios de intrusión de los diques son :

1. Post-complejo Patap
2. Contemporáneo con el Complejo Santa Rosa
3. Post-complejo Santa Rosa
4. Contemporáneo con la unidad Puscao
5. Post-unidad Puscao

Los diques de los episodios 2 y 4 forman alineamientos segmentados en los plutones Santa Rosa y Puscao respectivamente, donde la mayoría de las almohadas cristalizaron con texturas idénticas a la de los xenolitos recristalizados de material volcánico de las cajas y de las rocas Patap. Aunque los diques del episodio 3 forman el sistema principal del batolito en el área de Sayán (COBBING y PITCHER, 1972), ellos son menos abundantes en esta región. Algunos diques del episodio 5 forman cuerpos tabulares continuos que cortan al plutón Contaderas; poseen márgenes angostos con esquistosidad que contienen granates de color rosado claro. Márgenes similares existen en las doleritas pre-cámbricas de Escocia consideradas como intruídas en rocas calientes de caja en un nivel profundo de la corteza (O'HARA, 1961). En el batolito costanero los márgenes esquistosos con granate pueden indicar que los diques fueron intruídos mientras el plutón Contaderas estaba aún caliente y que su intrusión se asoció con la deformación concentrada a lo largo de los márgenes del dique, pero éstos se intruyeron en un nivel muy alto de la corteza.

Aunque los diques de microdiorita cortan a los plutones sucesivamente más ácidos su composición es bastante similar, independientemente de su edad. Esto indica la presencia continua de magma diorítico uniforme debajo de los plutones de tonalita y granito durante su emplazamiento o la regeneración intermitente de magma diorítico.



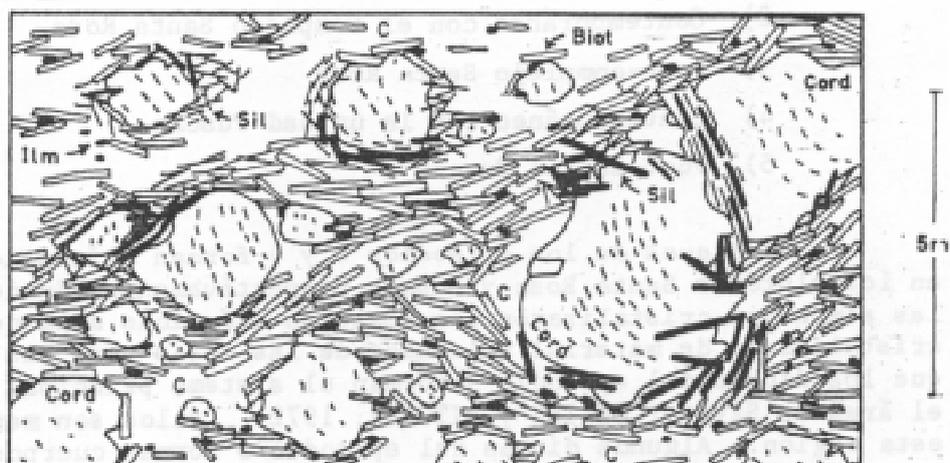


Fig.48.- Porfiroblastos sintectónicos de cordierita (cord) con inclusiones alineadas de ilmenita y sillimanita más tardías (sil) que crecieron durante la intrusión del batolito, con biotita (biot), cuarzo (c) e ilmenita (ilm). Dibujado de una sección delgada de un esquistó a cuarzo-biotita-cordierita de la parte sur del sinclinal Canoas, en el lado este del Río Seco Lupín, al norte de la Latitud 10°30'.

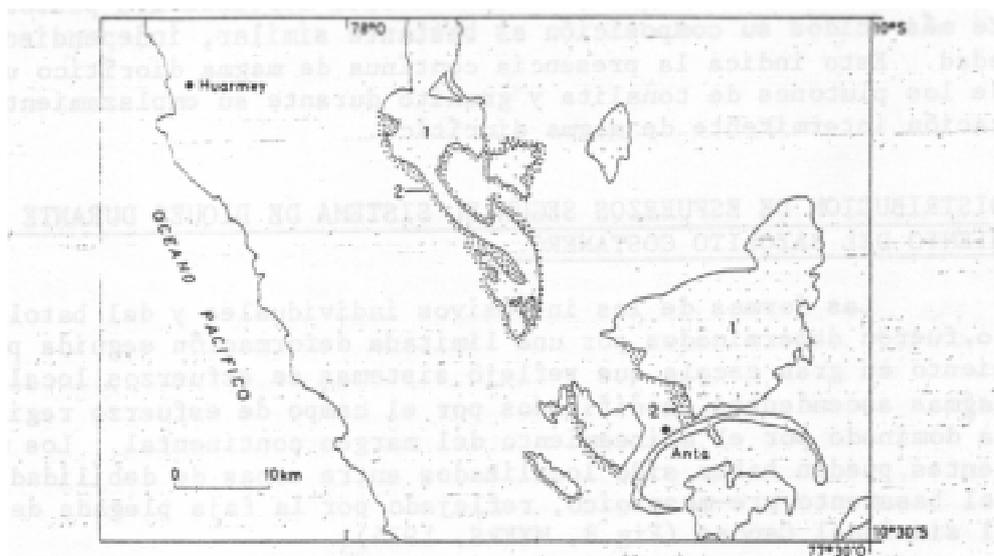


Fig.49.- Mapa simplificado de los plutones monzograníticos Puscao (1) mostrando la extensión variable de sus aureolas de metamorfismo (2).

DISTRIBUCION DE ESFUERZOS SEGÚN EL SISTEMA DE DIQUES DURANTE EL EMPLAZAMIENTO DEL BATOLITO COSTANERO

Las formas de los intrusivos individuales y del batolito como un todo, fueron determinados por una limitada deformación seguida por fracturamiento en gran escala que reflejó sistemas de esfuerzos locales sobre los magmas ascendentes, modificados por el campo de esfuerzo regional que estaba dominado por el alineamiento del margen continental. Los magmas ascendentes pueden haber sido localizados entre zonas de debilidad, más antiguas del basamento pre-mesozoico, reflejado por la faja plegada de Tapacocha y el sinclinal Canoas (Fig. 8, MYERS, 1974).

Es generalmente aceptado (ANDERSON, 1951 y ODE, 1957), que existe una correlación estrecha entre el sistema de diques y la distribución de los esfuerzos y que los diques se desarrollaron a lo largo de líneas de mínimo esfuerzo tensional (σ_2 , siguiendo la notación de RAMSAY, 1967, en la cual el esfuerzo tensional es considerado positivo). Con el fin de examinar algunos de los campos de esfuerzos, en los cuales el batolito se emplazó, todos los diques intruidos en el lapso de intrusión del batolito se muestran en la Fig. 47. Estos incluyen a los cuerpos tabulares de granodiorita Baranda (también mostrados en la fig. 31^a), a los diques de microgranito San Jerónimo y a los diques de microdiorita de varias edades. A pesar de su composición y edad variada, la mayoría de los diques pertenecen a pocos sistemas simples.

ROBERTS (1970) calculó la distribución de esfuerzos alrededor de una cavidad elíptica para una variedad de estados de esfuerzos externos, y uno de éstos (Fig. 47B', líneas gruesas σ_2) muestran una similitud saltante con el sistema de diques alrededor del dique anular Anta (A en la Fig. 47). La mayoría de estos diques pertenecen a la unidad Puscao o son más jóvenes. La ubicación del dique anular Corcovado, más reciente, emplazado casi en el mismo lugar donde se emplazó el dique anular Anta, y la manera como los grandes y angostos plutones San Jerónimo hacen la curva hacia el dique anular Anta, sugiere que el campo de esfuerzos permaneció constante durante el emplazamiento de las unidades Puscao y San Jerónimo. Este sistema de esfuerzos parece ser el que predomina dentro del batolito en el sur de esta región.

El sistema radial de diques del cerro Cuevas, al oeste del batolito (B en la Fig. 47), es similar a la del Spanish Peaks, Colorado, en los Estados Unidos en el que ODE (1957) consideró como que se desarrolló bajo el sistema de esfuerzos mostrado en la Fig. 47-C'. El derivó a este sistema los efectos de superposición de un sistema de diques, con la trayectoria de esfuerzos principales normales a la longitud de los diques más largos del conjunto o sistema.

La Fig. 47 B', muestra las trayectorias computadas por ODE (1957), para un sistema de esfuerzos radiales similares a la de la Fig. 47 C'. Este sistema (línea gruesa σ_2) es similar al sistema concéntrico de diques alrededor del plutón Puca Jirca (C en la Fig. 47) de la unidad Puscao. Esto sugiere que el emplazamiento del plutón Puca Jirca en este nivel fue principalmente influenciado por un campo de esfuerzo local más que regional. Tal vez el campo local fue producido debajo de un bloque cilíndrico que se hundía asociado con una fase anterior de movimiento hacia arriba del plutón por subsidencia, tipo "cauldron". Este sistema de esfuerzos es lo inverso al sistema local de conjunto de diques del cerro Cuevas, que parece reflejar un magma que se inyecta hacia arriba.

El campo regional de esfuerzos superimpuesto al conjunto de diques del cerro Cuevas es de compresión normal a la orientación general del batolito. Parece ser el mismo que causó el plegamiento de las rocas del país y tal vez el complejo Patap, pudiendo estar relacionado a la línea del margen continental y a su colisión con la corteza oceánica. Un hecho similar se refleja en la iniciación del dique anular Anta, pero este es inverso a aquel en el cual los diques siguen las trayectorias de esfuerzos mostrados en la Fig. 47B'. Este campo de esfuerzos inversos que parecen haber prevalecido durante las etapas más recientes de la intrusión Puscao y durante la extrusión de la unidad San Jerónimo, pueden reflejar una pausa luego de un régimen anterior de compresión del margen continental.

METAMORFISMO DE CONTACTO

La aureola metamórfica es angosta en relación con el tamaño del batolito. La recristalización intensa se limita a los 50 m. a partir del contacto, pero se puede notar hasta los 300 m. de los límites del batolito, y hasta los 1,000 m. sobre su techo. Más allá el metamorfismo de contacto no se distingue del metamorfismo regional de bajo grado prebatolítico.

El grado exacto de metamorfismo producido por un plutón individual, no se puede estimar en la mayoría de veces ya que la reactivación de contactos antiguos por plutones sucesivos parece haber sido un fenómeno corriente. Así, debido a que un contacto aparentemente simple, entre un plutón y su roca de caja, puede haberse originado por desplazamiento de un plutón más antiguo a lo largo de su contacto, el metamorfismo en el plutón adyacente no puede naturalmente ser atribuido al nuevo plutón contiguo.

Complejo Patap y Paccho .- El complejo Patap consiste sólo de pequeños cuerpos; la mayoría de los contactos primarios están deformados y ningún efecto metamórfico puede asignarse a éste con certeza.

La aureola metamórfica del complejo Paccho se nota más claramente, en el valle de

Huayllapampa, cerca de Obraje, donde la diorita Paccho corta a lutitas y calizas con nódulos de la formación Huamancay del Grupo Huayllapampa (Localidad N, Fig. 23). La recristalización de la roca sedimentaria puede verse hasta los 400 m. desde el contacto, cerca de él, la caliza conchífera ha recristalizado completamente al conjunto: calcita-brucita epídota-cuarzo.

Complejo Santa Rosa .- El metamorfismo de las rocas volcánicas de las cajas del batolito, o pre-batolíticas, se nota claramente alrededor de los plutones Santa Rosa. Las rocas de caja más comunes son lavas andesíticas, sills y piroclásticos donde ellas están intruidas por los plutones Santa Rosa; parcialmente están recristalizadas con crecimiento de hornblenda verde, epídota y escapolita. En algunos lugares tal como en la quebrada Huanchuy (Loc. O, Fig. 23), se ven completamente recristalizadas a un mosaico equigranular poligonal de hornblenda marrón, plagioclasa, cuarzo y opacos.

Rocas calcáreas y pelíticas de las formaciones Huamancay, Breas y Lupín constituyen sólo una fracción de las rocas del país pero en ellas se observa la zonación mineral más clara dentro de la aureola Santa Rosa.

Los siguientes conjuntos fueron observados en la quebrada Gramadal cerca de la confluencia de las quebradas Shanán y Murpa, en la quebrada Murpa y en el lado oeste del cerro Puca Punta (Locs. F y P. Fig. 23).

Dentro de los 10 m. del contacto :

- calcita – brucita – wollastonita – idocrasa – plagioclasa.
- wollastonita – diópsido – idocrasa
- grosularia – monticellita – calcita – idocrasa
- calcita – brucita – cuarzo – epídota
- diópsido – escapolita – idocrasa – cuarzo
- plagioclasa – apatita – esfena

Entre 10 – 50 m. del contacto :

- escapolita-grosularia – idocrasa – epídota – cuarzo – esfena
- tremolita – calcita – cuarzo – epídota
- hornblenda – plagioclasa – almandina – cuarzo
- hornblenda – epídota – almandina – cuarzo – mica
- Entre 50 – 100 m. del contacto :
- Tremolita – calcita – escapolita – muscovita – esfena

Estas asociaciones o conjuntos indican metamorfismo de la facies hornfels – hornbléndico (TURNER, 1968), con temperaturas en la parte alta de la facie y en el interior de la aureola. La wollastonita, la brucita y la monticellita se restringen a la parte interior,

mientras que la tremolita, epidota y la hornblenda son comunes en la parte externa de la aureola. El conjunto, grosularia – monticellita – calcita – idocrasa, indica relativamente una alta relación entre P_{H_2O} y P_{CO_2} en la parte inferior de la aureola. El tamaño del grano es generalmente mayor cerca del contacto ; Junto a éste se hallan remanentes con escapolita, calcita y wollastonita, en cristales de hasta 30 cm. de largo que indican alta movilidad de fluidos en esta parte de la aureola.

Las rocas más pelíticas dentro de la aureola Santa Rosa fueron vistas en el valle del Río Seco-Lupín, en la latitud 10° S. (localidad D. Fig. 23) las cuales incluyen la siguiente asociación :

Cuarzo – cordierita – sillimanita – biotita – muscovita – opacos

Estos minerales se hallan en el centro del sinclinal Canoas que fue el lugar de más alto metamorfismo regional sintectónico (anteriormente descrito) y que pudo haber estado aún a temperaturas mayores que las rocas circundantes durante la intrusión del complejo Santa Rosa. Antes de la intrusión de este complejo, ellas ya eran rocas metamórficas (esquistos a cuarzo-cordierita-biotita, con clivaje pizarroso marcado). La cordierita contiene inclusiones arregladas es espiral de minerales opacos y pueden ser contemporánea o más antigua que el complejo Patap. Durante la intrusión del complejo Santa Rosa la sillimanita creció como fibrolita reemplazando parcialmente a los porfiroblastos metamórficos sintectónicos de cordierita (Fig. 48). La sillimanita se halla hasta 400 m. del borde del afloramiento de la tonalita Corralillo, pero las pelitas pueden suprayacer a rocas intrusivas a mayor proximidad. La asociación mineralógica nuevamente indica metamorfismo hacia la facies hornfels hornbléndico (TURNER, 1968).

La evidencia estratigráfica, descrita más adelante, indica que el techo del batolito tenía unos 3 a 4 km de grosor, sugiriendo una presión total en la aureola, del orden de 1 a 1.5 kb; la mineralogía de la aureola indica una temperatura del orden de 550° a 650° C (TURNER, 1968; KERRICK, 1970).

El tamaño y la secuencia mineralógica de la aureola son similares a los del batolito de Sierra Nevada (TURNER 1968; KERRICK 1970). La secuencia mineralógica es también similar a la descrita por ATHERTON y BRENCHLEY (1972), en el Batolito Costanero 30 km al sur de esta área, en el cuadrángulo de Barranca. En su publicación sobre esa área concluye que “la aureola fue rápidamente calentada y estuvo sólo por un corto tiempo sometida a su máxima temperatura”. Ellos notaron que los minerales anhidros, formados primero, son seguidos por fases con agua y que las fases más tempranas están menos oxidadas que las fases más tardías. Asimismo consideran las fuentes de oxidación y de hidratación como locales y no derivadas del magma. A una conclusión similar llegó KERRICK (1970) en su estudio de la aureola de Sierra Nevada.

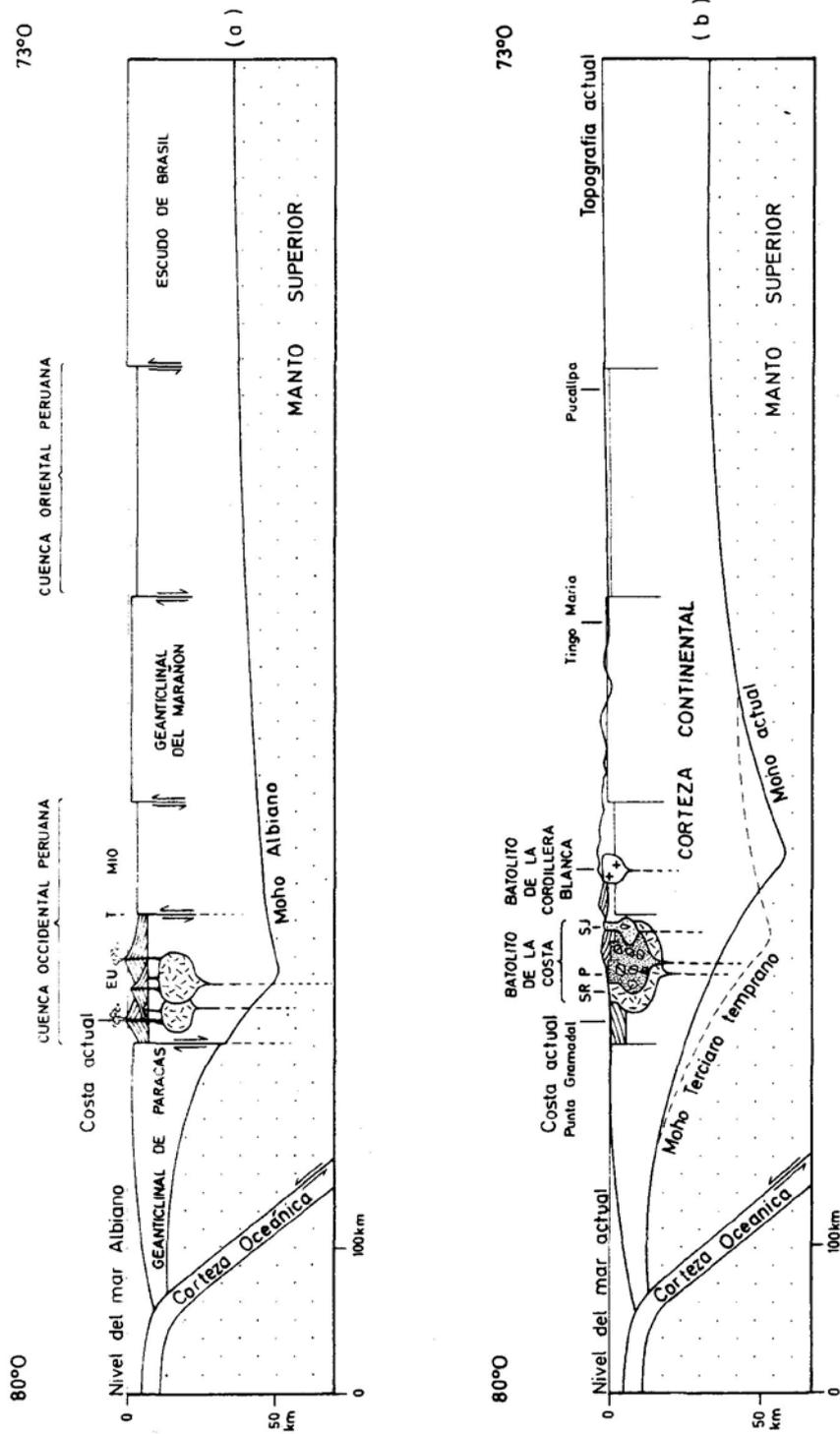


Fig. 50.- Secciones a través del Perú pasando por los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa y que muestran las estructuras principales ocurridas desde el Cretáceo medio al presente. La sección (a) muestra los movimientos de bloques, desde el Valanginiano hasta el Senoniano así como la erupción de los volcánicos - del Grupo Casma sobre el Batolito Costanero ascendente. Las divisiones de la Cuenca Occidental Peruana son - las facies EU = eugeosinclinal y MIO = miogeosinclinal, con el eje Tapacocha (T). En la sección (b) las divisiones del Batolito Costanero son : SR = complejo tonalítico Santa Rosa, P = unidad granítica Puscao y SJ = unidad granítica San Jerónimo. El grosor de la corteza oceánica actual es según James(1971) y la geología superficial de la sección (a) es según Wilson(1963) y Myers(1974). Las secciones son continuas y a lo largo de la línea de la sección 2 de las figs. 18, 23 y 31; y a través de la fosa de Lima, en la parte sur, hacia Tingo María y Pucallpa.

Unidad Puscao .- El complejo Santa Rosa se halla metamorfozado en la aureola de contacto con los plutones Puscao. La extensión de la aureola es irregular (Fig. 49), y en general es de 100-200 m. de ancho, pero en muchos lugares no se encuentra; al NE del pueblo de Anta es de 1,400 m. de ancho. Dentro de la mayor parte de la aureola la recristalización es incompleta. La plagioclasa primaria está densamente oscurecida y coloreada de morado así como rodeada por un sobrecrecimiento secundario de plagioclasa clara más sódica.

La hornblenda primaria de color verde está rodeada por un sobreescurrecimiento secundario de hornblenda verde más oscura, que a su vez en algunos casos, está rodeada de biotita. Dentro de los 15 m. del contacto, las rocas Santa Rosa están más intensamente recristalizadas. A veces estas rocas son grises y presentan manchas aisladas de hornblenda verde, mientras que en algunos lugares están completamente recristalizadas y forman un mosaico poligonal de grano más fino de plagioclasa, cuarzo y feldespatos potásicos, con agregados de cristales de biotita y hornblenda. El efecto más predominante de este metamorfismo es el nublamiento de la plagioclasa secundaria que oscurece al aspecto de las rocas Santa Rosa, de tal forma que a la distancia ellas parecen ser dioritas o gabros.

AMBIENTE DE EMPLAZAMIENTO DEL BATOLITO COSTANERO

El batolito está situado cerca al borde occidental del continente Americano, sobre corteza sílica pre-cambriana (STEWART, EVERNDEN y SNELLING, 1974), la que está cabalgando sobre la placa oceánica Nazca. (Fig. 50b).

El batolito intruyó a volcánicos y sedimentos principalmente marinos de edad cretáceo inferior (Grupo Casma), y a volcánicos sub-aéreos (Grupo Calipuy). En esta región el Grupo Casma consiste de una secuencia de volcánicos andesíticos de 6,600 m. de grosor erupcionados sobre un bloque en subsidencia de rocas pre-cretáceas y forma la facies occidental eugeosinclinal de la Cuenca Occidental Peruana (Fig. 50^a).

Los volcánicos Casma fueron plegados a grandes pliegues abiertos, con los ejes ligeramente oblicuos a las márgenes del batolito y sufrieron un metamorfismo regional de bajo grado sintectónico antes de la intrusión de los compeljos Paccho y Santa Rosa. Al mismo tiempo ellos fueron fuertemente deformados en dos franjas angostas en las cuales el metamorfismo alcanzó la facies de anfibolita. Estas franjas así como el sinclinal Canoas y la faja plegada de Tapacocha (Fig. 8), se consideran como la expresión superficial de zonas mayores de cizallamiento y debilidad en el basamento precámbrico, los que estuvieron activos durante el vulcanismo Cretáceo y la sedimentación (Fig. 50^a MYERS, 1974). La faja plegada de Tapacocha se desarrolló a lo largo de los límites entre la facie miogeosinclinal

cretáceo y eugeosinclinal de la Cuenca Occidental Peruana y refleja la continuidad de un eje tectónico más antiguo. Tal vez estas fajas permanecieron como líneas de debilidad en la corteza y controlaron la localización del batolito el que se intruyó principalmente entre ellas, luego que la deformación dúctil cesó.

Los volcánicos Casma pueden suprayacer a rocas pre-cretáceas tales como a las expuestas en la región costera del Perú meridional que consisten de volcánicos triásico-jurásicos, lutitas y areniscas paleozoicas y gneises pre-cambrianos (BELLIDO, 1969). La potencia máxima de rocas paleozoicas y mesozoicas anotadas en esta región costera es de 8,700 m. (BELLIDO y GUEVARA, 1963) y los gneises pre-cambrianos, probablemente constituyen la parte más potente de la corteza granítica hasta el borde del zócalo continental.

Los volcánicos Calipuy (andesita, dacita y riolita) se consideran como del Cretáceo tardío a Terciario temprano, (COSSIO, 1964; COSSIO y JAEN, 1967) y son así contemporáneos con parte del batolito y probablemente fueron erupcionados de los magmas que formaron a este batolito. Al SE de esta región, los volcánicos Calipuy tienen un grosor de 2,200 m. y posiblemente han tenido un grosor original de hasta 4,000 m. (COBBING y GARAYAR, 1974). Si los volcánicos Calipuy tuvieran la potencia original, en la región descrita aquí, entonces el batolito, el cual ascendió a una altitud de 4,200 m., 1,400 m. sobre la base de los volcánicos, estuvo cubierto por un techo de 2,600 m. de grosor.

El batolito por lo tanto, parece haber ascendido a través de rocas pre-cámbricas y de una cubierta paleozoica y mesozoica delgada y penetrado su propio escombros volcánico hasta 3 kms o menos de la superficie.

Se considera generalmente que la región Andina ofrece un ejemplo clásico y moderno de un encuentro de las placas oceánicas y continental, en el cual la corteza oceánica se hunde debajo del continente y los magmas suben por fusión parcial de la costra oceánica hundida y del manto (HAMILTON, 1969; DEWEY y BIRD, 1970; JAMES, 1971). Dentro del Batolito Costanero casi todas las unidades ígneas se hallan a través de todo el ancho del batolito, independiente de su edad y así con el tiempo no hay migración hacia el este de la actividad intrusiva, tal como ocurrió en algunas partes de los batolitos mesozoicos y terciarios en California y Nevada (KISTLER, EVERNDEN y SHAW, 1971) y en Chile Septentrional (FARRAR y otros, 1971). Por lo tanto, si los magmas que formaron el Batolito Costanero se originaron durante el movimiento hacia el este de la corteza oceánica y manto superior por debajo de los Andes, al nivel ahora expuesto, ellos fueron intruidos a la misma franja de 50 km de ancho en todo el tiempo que duró el emplazamiento del batolito, que parece ser de 90 millones de años (STEWART, EVERNDEN y SNELLING, 1974).

Aunque la fusión parcial del manto superior y de la corteza oceánica puede haber dado origen a los magmas de las intrusiones más antiguas del batolito, su movimiento ascen-

dente posiblemente puede considerarse como reacciones de fusión en la parte más baja de la corteza continental. FYFE (1973) sugiere que donde la corteza tiene un grosor como la mostrada en la Fig. 50b, es posible que ocurra fusión parcial de la parte inferior siempre y cuando exista agua disponible. La secuencia composicional de los complejos intrusivos del batolito está en relación con las fusiones que se generarían si se formasen por fusión parcial de la corteza inferior a temperaturas y presiones sucesivamente menores de acuerdo con la influencia, experimentalmente determinada, de la muscovita, biotita y hornblenda a las reacciones de fusión (BROWN y FYFE, 1970; FYFE, 1973).

FYFE (1970 y 1973) discutió la teoría antes indicada; RAMBERG (1967 Y 1970) la demostró experimentalmente y GASTILL y otros (1973) mapearon ejemplos de cómo tales fusiones ascenderían diapíricamente a través de la corteza como masas globulares, abriendo camino entre las rocas de caja. El Batolito Costanero del Perú muestra en primer lugar, como los plutones de tonalita, granodiorita y granito ascendieron, a través de los kilómetros más superiores, mediante un proceso de socavamiento, por su superficie superior fluidizada y en segundo lugar como ellos desplazaron sucesivamente hacia abajo a las rocas de caja y a las fases magmáticas más básicas y antiguas, las que llegaron a descender a 2 o 3 km de la superficie terrestre cuando su fase gaseosa se acabó. Representa un proceso de diferenciación en gran escala de la corteza terrestre, en un nivel muy alto de la misma.

SUMARIO SOBRE EL BATOLITO COSTANERO

El Batolito Costanero forma una franja de 50 km de ancho con un techo plano y lados empinados paralelos al margen continental y expuesto por una topografía accidentada en sus 4 km superiores (Fig. 51). Consiste de un gran número de plutones y cuerpos tabulares que fueron intruídos en cuatro episodios distintos durante tiempos cretáceos y terciarios y ascendieron hasta cortar sus propios escombros volcánicos a 2-3 km de la superficie. Ellos son los complejos Patap (gabro-diorita) Paccho (diorita-tonalita), Santa Rosa (tonalita-granodiorita) y Puscao-San Jerónimo (granito), intruídos en ese orden dentro de una faja establecida por el complejo Patap. El primer complejo se emplazó durante la deformación regional y metamorfismo regional de bajo grado de los volcánicos y sedimentos cretáceos, mientras que los complejos siguientes son posteriores a la deformación dúctil y al metamorfismo.

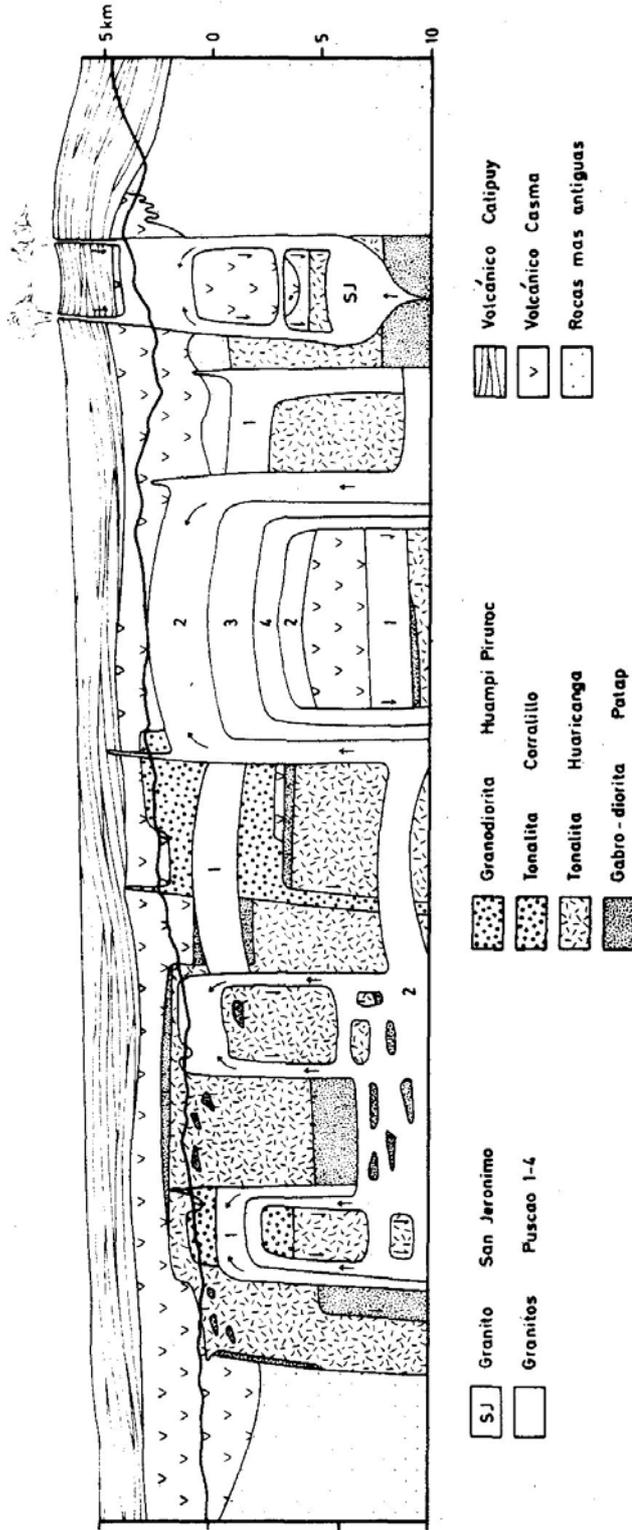


Fig. 51.- Perfil simplificado mostrando la estructura principal del Batolito Coscaño compuesto de un gran número de plutones emplazados por subsidencia "cauldron" subterránea dentro de su propio escombro volcánico. Representa una extensión de la sección 2 de la Fig. 31b, mostrando la probable situación que existió durante el último episodio principal de Intrusión, cerca a 50 millones de años atrás. El grosor de los volcánicos Calipuy mostrado es mínimo y era probablemente de 2-4 km. El batolito posiblemente se extiende por unos 5 km. debajo de la base de la sección. Las flechas indican el movimiento del magma Puscao y de los bloques de la roca encajonante. Sólo dos intrusivos del granito Puscao fueron vistos y los intrusivos Puscao 3 y 4 son sólo conjeturados para enfatizar las repetidas subsidencias "cauldron" que ocurrieron en el mismo lugar.

Los plutones bien preservados forman cuerpos rectangulares con techo plano y paredes empinadas, algunas de las cuales pasan hacia abajo a convertirse en diques anulares. Ellos se emplazaron por repetidas subsidencias tipo “cauldron”, con el desplazamiento vertical hacia debajo de las rocas de caja. La mayoría de los contactos plutónicos son nítidos y las estructuras intrusivas de pequeña escala son escasas y dispersas, pero aquellos de la unidad Puscao indican la forma como ocurrió la subsidencia tipo “cauldron”. Cada subsidencia “cauldron” fue precedida por el desarrollo de zonas de cizalla (de hasta 1 cm. de ancho), en redes irregulares dentro de franjas planares que fueron, ya sea horizontales o verticales y ubicadas hasta 2 km del futuro margen del plutón. Dentro de muchas zonas de cizalla la deformación dúctil fue seguida por fallas y por deformación de las microbrechas, que fueron entonces fluidizadas por la cubierta gaseosa del magma ascendente. Las zonas fueron ensanchadas por socavamiento y se unieron para formar fajas más anchas de brechas de tufisita en las que los fragmentos fueron redondeados mecánicamente por movimientos intensos. Las brechas fueron a su vez reemplazadas por mezclas turbulentas de gas-líquido-sólido ahora preservadas como los cuerpos tabulares Baranca, muchos de los cuales poseen bandeamiento de flujo y xenolitos redondeados y orbiculares. Grandes bloques de roca más antigua se hundieron y fueron corroídos, por socavamiento cuando el magma ascendía por los canales sub-verticales para formar plutones en los espacios horizontales. Los plutones terminaron de ascender cuando perdieron sus gases en la proximidad de la superficie, donde expulsaron grandes cantidades de ignimbritas. Por estos eventos, cada plutón destruyó a pequeña escala las estructuras que permitían su emplazamiento. Plutones sucesivos tendrían a reactivar contactos antiguos y en algunos casos dejaron tabiques delgados de plutones más antiguos a su alrededor.

El batolito representa un intercambio notable de material antiguo, por nuevo, a un nivel alto de la corteza, por el desplazamiento hacia debajo de la roca más antigua. Este cuerpo pone énfasis a la dominancia de los movimientos verticales en la construcción de los Andes, sobre una de las zonas más notables de cabalgamiento en la tierra.

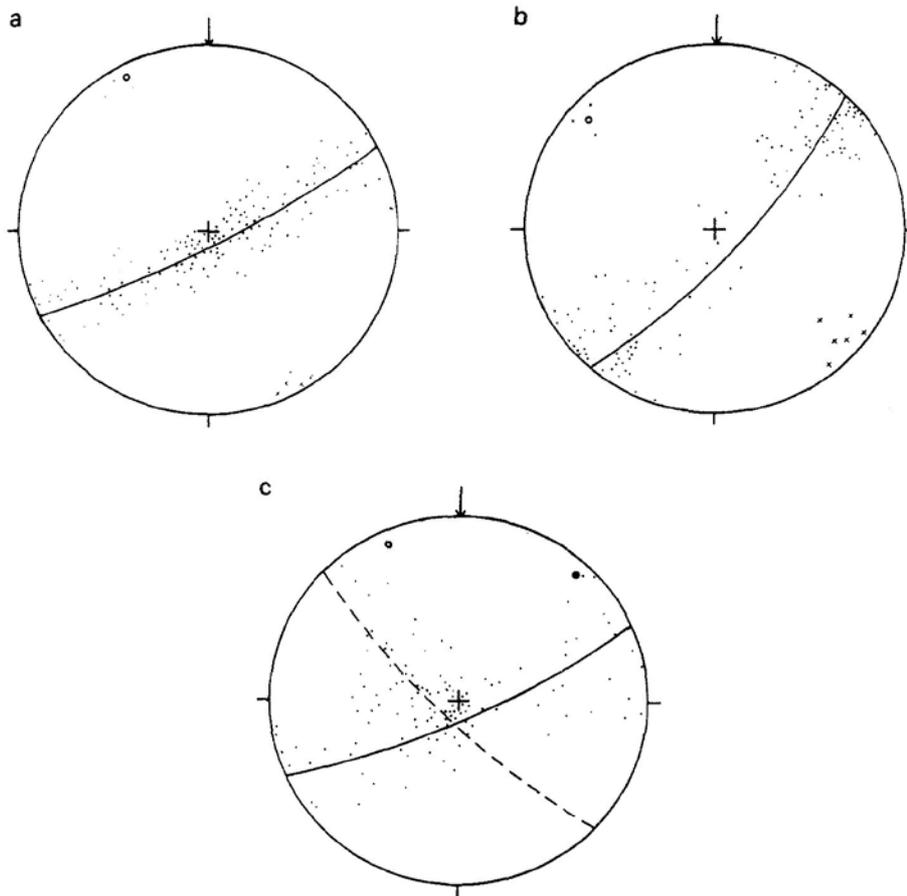


Fig.52.- Estereograma mostrando orientaciones de superficies de estratificación; proyección en el hemisferio inferior a igual área. Los puntos representan a los planos de estratificación. El círculo π de pliegues andinos es una línea continua; el círculo π de pliegues normales a la dirección andina es una línea discontinua; los ejes de pliegues medios son las aspas ; los ejes de pliegues calculados (ejes π) de pliegues andinos son círculos en blanco y de los pliegues normales son círculos llenos.

- a) Pliegues andinos excluyendo la faja plegada de Tapacocha
- b) La faja plegada de Tapacocha
- c) La influencia de pliegues normales a la dirección andina, en la zona costera, al sur de la hacienda La Zorra.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

ESTRUCTURA DE LOS GRUPOS HUAYLLAPAMPA Y CASMA

Los Grupos Huayllapampa y Casma fueron plegados conformando anticlinales y sinclinales amplios, así como pliegues isoclinales estrechos en fajas angostas, antes de la erosión y subsecuente erupción de los volcánicos del Grupo Calipuy y de la intrusión del Batolito Costanero. La mayoría de estos pliegues tienen superficies axiales sub-verticales y los ejes de pliegues son horizontales y se inclinan suavemente (Fig. 52^a). Las trazas axiales de la mayoría de los pliegues tienen rumbos ligeramente oblicuos a la línea de costa y al margen occidental del Batolito Costanero (Fig. 8^a). Esta dirección es denominada Andina ya que es subparalela a la Cordillera de los Andes. Un número menor de pliegues se hallan en la zona costera con ejes que tienen direcciones perpendiculares a los pliegues Andinos y se les denomina Pliegues Andinos Normales (MYERS, 1974). Las estructuras principales se describen en orden de NE a SO.

Faja Plegada de Tapacocha

Esta faja se encuentra en el esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa e incorpora rocas del Grupo Huayllapampa y de la formación Cochapunta (Fig. 8^a). Consiste de un gran número de pliegues isoclinales y estrechos de poca amplitud y longitud de onda corta (Fig. 54). Las superficies axiales de los pliegues son sub-verticales y los ejes de pliegues varían entre sub-horizontales o isoclinales levemente ya sea al SE o al NO, (Fig. 52b). Pliegues de pequeña dimensión se hallan en el centro de la región de pliegues grandes pero por lo general no están muy desarrollados.

Las rocas lutáceas, los limos y otras de grano fino del Grupo Huayllapampa y el chert de la formación Cochapunta posee un clivaje pizarroso bien marcado sub-paralelo a la superficie axial de los pliegues. Los horizontes componentes han sufrido estrangulamiento "boudinage" en gran y pequeña escala. Las estructuras sedimentarias indican que los pliegues están en posición normal. La formación de los pliegues se asoció con un metamorfismo de grado de esquistos verde.

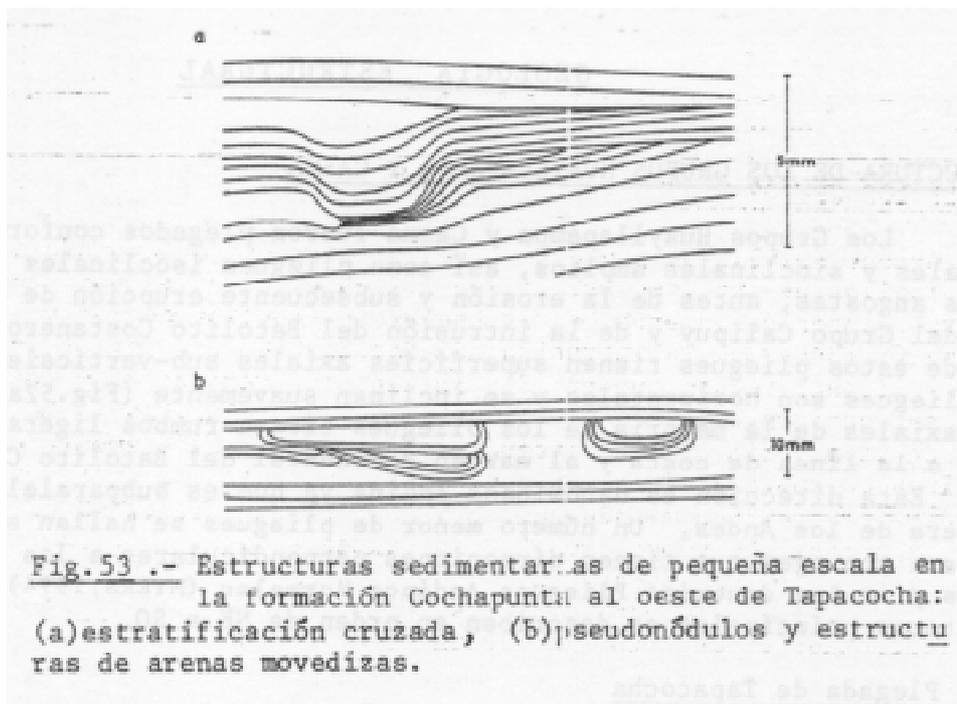


Fig.53 .- Estructuras sedimentarias de pequeña escala en la formación Cochapunta al oeste de Tapacocha: (a)estratificación cruzada, (b)pseudonódulos y estructuras de arenas movedizas.

La faja de pliegues isoclinales apretados tiene por lo menos un ancho de 6 km pero su límite oriental se hunde debajo de volcánicos más jóvenes pertenecientes al Calipuy.

Por lo tanto la forma general de la faja plegada no puede observarse directamente, pero niveles estratigráficos progresivamente más profundos del Grupo Huayllapampa están expuestos hacia el NE a altitudes topográficas mayores, en consecuencia la faja como un todo puede constituir un anticlinal. La faja se extiende más allá del cuadrángulo de Huayllapampa, por lo menos hasta Aija, 25 km al NO (BODENDLOS y STRACSEK, 1957), en el cuadrángulo de Huaraz. Justo al este del cuadrángulo de Huayllapampa, una combinación de hundimiento “plunge” moderado al SE y fallamiento, truncan abruptamente el afloramiento de pliegues apretados del Grupo Huayllapampa. Solamente pliegues abiertos de la formación Cochapunta están expuestos, los que representan un nivel estructural más alto de la faja plegada.

Buenas secciones del pliegues se pueden observar en el valle del río Marca (Fig. 54), en el camino entre Llaclín y Tapacocha, y también al este de Tapacocha. El valle de Huayllapampa ofrece fácil acceso para una sección oblicua a través de la faja plegada.

Sinclinal Totorá

El sinclinal Totorá se situó en el centro de la región donde las rocas allí existentes fueron extensamente cortadas, penetradas y finalmente metamorfizadas por el Batolito Costanero que infrayace a una profundidad de unos pocos cientos de metros.

La superficie axial del sinclinal Totorá es sub-vertical y su eje tiende suavemente hacia el NO. Algunos pliegues más pequeños pero de gran escala se hallan en la región axial del sinclinal, pero, pequeños pliegues son vistos raramente y las estructuras de pequeña escala más comunes, son “boudinage” en dos direcciones en los planos de estratificación. La deformación fue mayor en el núcleo del sinclinal donde los flancos buzcan con ángulos fuertes a moderados, desarrollándose allí un clivaje pizarroso marcado. Un cizallamiento de pequeña escala tuvo lugar en los planos de cizalla sub-paralelos a los planos de estratificación. El metamorfismo sintectónico asociado fue del grado de esquisto verde pero localmente alcanzó el grado de granate-anfibolita en el núcleo del sinclinal. Los granates son alargados en dirección paralela a los ejes de los “boudinages”, en los afloramientos del lado norte del sinclinal (quebradas Carricillo y Puyhuán).

Sinclinal Canoas

Esta estructura se observa al oeste del Batolito (Fig. 8^a). Al sur entre el cerro Pueblo Viejo y el cerro Lupín, tiene un ancho de 2-4 km e incluye un sinclinal isoclinal grande y un gran número de pequeños pliegues isoclinales parásitos.

Los pliegues tienen superficies axiales empinadas y son de baja amplitud y corta longitud de onda, al igual que los de la faja plegada de Tapacocha. La roca de grano fino posee clivaje pizarroso bien marcado, paralelo a la superficie axial de los pliegues. La estratificación cruzada demuestra que en algunos lugares, las capas se hallan invertidas, pero en general, están en posición normal. La deformación se acompañó con metamorfismo; cristales aciculares de hornblenda se encuentran alineados en forma paralela a la dirección axial de los pliegues, habiéndose producido una lineación paralela por ondulación de los cristales de biotita, que conformó una lineación más temprana. Porfiroblastos de cordierita crecieron durante la deformación y contienen rastros helicoidales de inclusiones de minerales opacos (Fig. 48). Sobre estas estructuras tectónicas se superpuso, un metamorfismo térmico durante la intrusión del Batolito Costanero que dió lugar a porfiroblastos de plagioclasa, sillimanita y epidota.

Los pliegues isoclinales se extienden hacia el límite meridional de la región, pero se hallan truncados por el batolito, a corta distancia, al sur del área de estudio, en la parte septentrional del cuadrángulo de Barranca. Al norte de la región, también están truncados por el batolito pero reaparecen más al norte como un sinclinal abierto, con pliegues que se ven en parte de la quebrada Gramadal, quebrada Río Seco de Jaupa, quebrada Pararín, etc. observándose algunos tramos de ellos cerca de la carretera Panamericana y en el sector norte hasta la quebrada Cascaja. Estos pliegues son típicamente grandes, abiertos y asimétricos con superficies axiales que son sub-verticales, con buzamiento al SO. Los limbos de orientación NE son cortos y buzcan con ángulos mayores que los flancos SO (Fig. 55). Pequeños

pliegues asociados y clivaje ocurren localmente, como en la quebrada Gramadal, y no se reconoce en el campo ningún metamorfismo asociado.

El sinclinal Canoas puede extenderse hasta el margen norte de la región, llegando hasta el Océano Pacífico en la vecindad de Tuquillo, donde los pliegues parecer ser abiertos y de baja amplitud y podrían ser pliegues asociados del sinclinal principal.

Anticlinal Lomas Playuelas

Esta estructura se halla en la vecindad de la costa (Fig. 8^a), y es típica de los anticlinales amplios formados al oeste de la faja plegada de Tapacocha. Tiene una superficie axial sub-vertical, eje sub-horizontal y charnela amplia. Su formación no se asocia con un metamorfismo visible.

Anteriormente (COBBING y PITCHER, 1972; COBBING y GARAYAR, 1973) se consideró que los volcánicos Casma similares, que yacen con buzamientos suaves, inmediatamente al sur de esta zona, estaban poco deformados; sin embargo, en el área descrita se puede ver que las zonas amplias de capas subhorizontales representan zonas de charnelas de anticlinales mayores. La presencia de ammonites deformados, hace posible calcular sus razones (proporción) de deformación, los cuales demuestran que aunque las capas yacen sub-horizontales, las rocas han sido fuertemente deformadas.

Ammonites deformados se encuentran en cinco horizontes en los acantilados de Punta Gramadal (Fig. 7^a), situada cerca del centro del seno del anticlinal de Lomas Playuelas.

Fueron medidos especímenes completos de *Hysterocheras* D'ORBIGNY (Spath) del más bajo de estos horizontes fosilíferos, y sus razones de deformación fueron calculadas por el método Blake (BLAKE, 1878). Este método requiere que los ammonites estén bien preservados, deformados homogéneamente en su matriz; y que sea conocida en la superficie del ammonite, la dirección del eje principal de la elipse de deformación. Todos estos factores están satisfechos; los ammonites se preservan como vaciados de moldes internos y se componen del mismo material que la matriz que los contiene; yacen según el plano de estratificación y están situados ceca al centro del seno de un anticlinal abierto y empinado, donde la estratificación es sub-horizontal. La superficie axial del pliegue es vertical y su eje tiene un hundimiento de 5°. La estratificación es por lo tanto el plano YZ del elipsoide de deformación X> Y>Z (Ver Fig. 56).

Usando el método de Blake (1878) el radio de deformación YZ es $\frac{YZ}{AC/B}$ (Ver Fig. 7b).

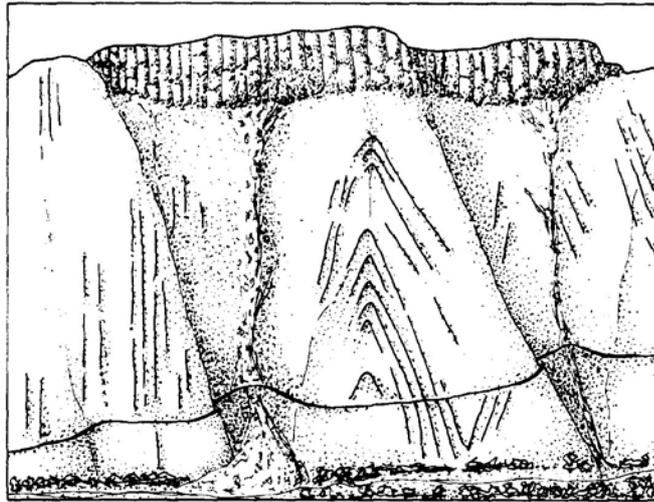


Fig. 54.- Sección transversal de pliegues apretados de la formación Cochapunta en la faja plegada de Tapacocha; infrayaciendo en discordancia a la formación Fortaleza, que presenta juntas columnares. Vista mirando al N.O.

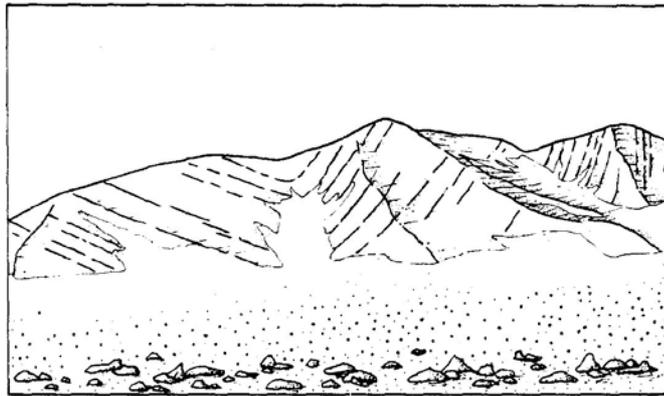


Fig. 55.- Sección perfil de un pliegue abierto asimétrico de la formación La Zorra, observado en la parte norte del sinclinal Canoas. Vista mirando al N.O. (Loc. Q. Fig.8).

Si se asume que no hubo extensión en la dirección X, entonces el radio da al porcentaje de acortamiento (un promedio de 20%) y estos datos, también se dan en la tabla de la Fig. 56c.

PLIEGUES NORMALES A LA DIRECCION ANDINA

Los pliegues normales a la dirección andina se hallan al oeste del Batolito (Fig. 8^a). Ellos son pliegues abiertos con superficies axiales verticales y sus ejes se hunden suavemente hacia el NE. El efecto de su superposición sobre los pliegues andinos puede verse comparando la Fig. 52c con la Fig. 22^a, y en la Fig. 8^a, donde ellos causan ondulaciones de los afloramientos del margen oriental de la formación Punta Gramadal.

En la parte sur del sinclinal Canoas las filitas y pizarras poseen un clivaje que tiene dirección E-O y buzamientos al norte. Este clivaje corta los pliegues y estructuras andinas y parece estar relacionado a los pliegues normales, pueden por lo tanto haberse desarrollado después o durante las etapas tardías de la deformación de los pliegues andinos, cuando esa parte del sinclinal de Canoas era todavía el foco de temperaturas más altas que las rocas circundantes. Un clivaje pizarroso similar, marcado en las brechas relativamente masivas y hialoclásticas de la formación Lupín se observa al lado norte del valle Huarmey, al NE de Huarmey, el cual podría también relacionarse con los pliegues normales. Este clivaje tiene un rumbo NO-SE y buza con ángulos altos al SO. No se vió pliegues normales a la dirección andina en estas dos áreas donde el clivaje normal es bien notable.

Edad y Correlación .- Los pliegues andinos están cubiertos en marcada disconformidad por los volcánicos subaéreos del Grupo Calipuy tal como se vé en la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa (Figs. 8a y 8b). En otros lugares (WILSON et al., 1967 y COBBING y GARAYAR, 1973) el Grupo Calipuy reposa en disconformidad sobre la formación Casapalca la que está plegada junto con formaciones cretáceas más antiguas. Siendo la edad de la formación Casapalca post-santoniana (WILSON, 1973., y WILSON et al., 1967), es decir, campaniana, por lo tanto la edad de los pliegues andinos está comprendida entre el Neo-cretáceo y el Eoterciario (posterior al Campaniano) y su formación precedió al levantamiento, erosión y acumulación del Grupo Calipuy, perteneciente al Terciario inferior.

Los pliegues normales a la dirección andina parecen haberse desarrollado ya sea en una etapa tardía, o inmediatamente después de la formación de los pliegues andinos, de acuerdo con la evidencia del clivaje transversal que se nota en la parte sur del sinclinal Canoas. Ambos tipo de pliegues (Andino y Normal) son cortados por el Batolito Costanero y sus estructuras tectónicas se superponen en su aureola metamórfica. El mismo batolito también intruye a los volcánicos Calipuy (COSSIO y JAEN, 1967). Estos pliegues, andinos y

normales, son probablemente equivalentes en edad a los pliegues y escurrimientos que muestran las rocas cretáceas de la sierra los que a pesar de tener diferente estilo son paralelos a la Cordillera de los Andes. Allí las rocas miogeosinclinales cretáceas fueron plegadas como una sola unidad por décollement sobre un basamento de la formación Oyón, perteneciente al Berriasiano-Jurásico superior (HARRISON et. al, 1967; COBBING y GARAYAR, 1973). Pliegues angostos y empinados con ejes sub-horizontales, se pueden seguir por más de 100 km en el centro del miogeosinclinal. Los márgenes de los pliegues fueron tumbados hacia afuera, los flancos fueron cizallados y se convirtieron en escurrimientos dirigidos en la misma dirección de los pliegues.

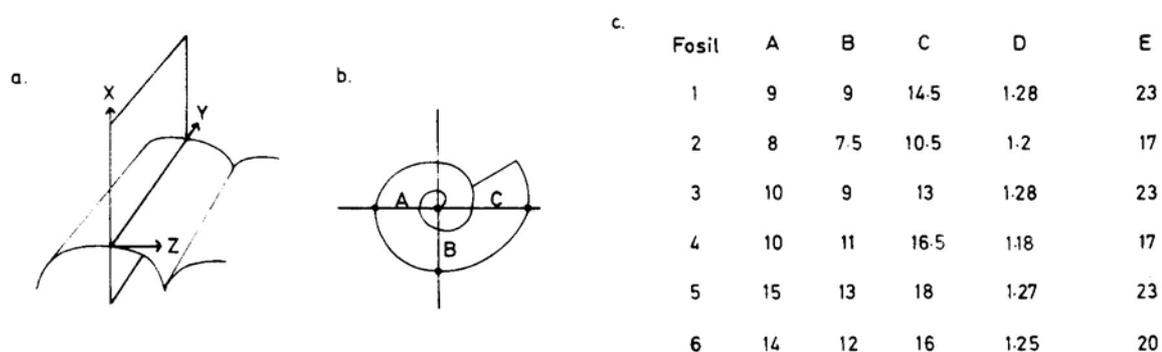


Fig.56.-Mediciones de la deformación de ammonites Hyteroceras D'Orbigny (Spath) a) anticlinal de Lomas Playuelas, con orientación de los ejes del elipsoide X,Y,Z, b) Ammonite mostrando longitudes medidas A,B,-C. c) Tabla de medidas A,B,C, en milímetros, radios de deformación computados D y porcentajes de acortamiento E.

Al este del cuadrángulo de Huayllapampa, el Grupo Calipuy está plegado por una generación más moderna de pliegues, abiertos y empinados los cuales son anteriores a la superficie Puna. En la parte NE del cuadrángulo de Huayllapampa, el buzamiento suave del Grupo Calipuy puede ser el resultado de esta deformación más reciente y si así fuera, entonces los pliegues andinos, en esta zona, pueden haber sido ligeramente reactivados por una deformación coaxial más reciente. Sin embargo, ninguna evidencia de tal replegamiento se ha notado y es probable que la deformación post-Calipuy termine en la parte NE del cuadrángulo de Huayllapampa. COBBING y GARAYAR (1973) anotan que la intensidad de esta deformación aumenta hacia el SE de esta zona.

TECTONICA

Durante los tiempos cretáceos y terciarios, las rocas pre-cretáceas de los Andes Occidentales del Perú fueron divididas por deformaciones mayores en zonas alargadas paralelas a margen continental (Fig. 50a). Durante la migración lateral, hacia el este de la corteza oceánica, estas franjas oscilaron lentamente en planos verticales.

La faja plegada de Tapacocha es la expresión de una zona de debilidad en las rocas pre-cretáceas. A ésta se le llamó eje Tapacocha (MYERS, 1974); los movimientos originados a lo largo de esta línea, posiblemente crearon la división principal de facies de la cuenca peruana occidental. Al este del eje de Tapacocha, el bloque que formó el fondo de la cuenca se hundió relativamente en forma lenta acumulándose delgados depósitos de zócalo. Al oeste, el fondo de la cuenca se hundió más rápidamente, originándose fracturas casi verticales que formaron canales por donde se produjeron erupciones volcánicas, que dieron acumulaciones de volcánicos mucho más potentes que los sedimentos terrígenos del lado oriental. Cambios alternados en la velocidad de subsidencia y en las erupciones volcánicas motivaron la alternancia de condiciones de aguas someras y de aguas profundas observadas en la región occidental de la cuenca (eugeosinclinal).

Durante la formación regional, los sedimentos, en el bloque oriental del eje de Tapacocha, fueron plegados como una unidad por décollement, sobre las lutitas de las formaciones Chicama y Oyón infrayacentes. Las lutitas probablemente se estrangulaban al oeste del eje de Tapacocha donde los volcánicos fueron fuertemente deformados en fajas angostas sobre zonas de debilidad en el basamento; estas zonas están representadas por las fajas angostas de pliegues que actuaron como agentes de fuerte deformación, facilitando el flujo de calor así como la movilidad. Además de las fajas plegadas de Tapacocha, las otras fajas móviles se reflejan por los isoclinales de Totorá y Canoas. En ambas estructuras la intensidad de deformación y el carácter ajustado de los pliegues parece aumentar hacia abajo. Esto se nota claramente siguiendo a la estructura del sinclinal Canoas, desde la vecindad de la quebrada Pararín y la quebrada Río Seco de Jaupa hasta el Río Seco de Lupín. Los pliegues abiertos al norte pasan hacia el sur y estructuralmente hacia abajo a pliegues isoclinales apretados, donde el metamorfismo sintectónico aumenta de difícilmente visible en el norte (esquistos verdes) hasta el grado de anfíbolita en el sur. Es posible que en niveles más profundos, debajo de estas estructuras, las rocas estén aún más deformadas y metamorfozadas.

METAMORFISMO REGIONAL

Tres episodios principales de recristalización tuvieron lugar en la región. El primer episodio fue asociado con el vulcanismo Casma; éste siguió a las erupciones volcánicas ori-

ginando el crecimiento de los minerales de la facies zeolítica durante la diagénesis de cúmulo volcánico. El segundo, asociado con el plegamiento de los volcánicos Casma y del Grupo Huayllapampa, fue más pronunciado en las fajas angostas de fuerte deformación donde llegó, en forma general, el grado esquistos verde superior y localmente el grado anfíbolita-almandino. En otros lugares de la región este metamorfismo sintectónico no se distingue de la recristalización asociada con la diagénesis de los volcánicos Casma. El tercer episodio de recristalización se asoció con la intrusión del Batolito Costanero el que se describe más adelante, en el capítulo sobre metamorfismo de contacto.

Durante el primer período de recristalización los siguientes minerales crecieron en los tufos y lavas de andesita: cuarzo, calcedonia, ópalo, ágata, calcita, albita, zeolita fibrosa, chabasita, epidota, clorita, muscovita, psilomelano, tremolita, hornblenda verde, hematita y esfena. Ellos normalmente se encuentran relleno de vesículas pero, en algunos lugares, también se hallan como reemplazamiento parcial en tufos y lavas. Probablemente iniciaron su desarrollo durante la diagénesis del cúmulo caliente de volcánicos y abarcan los grados de zeolita y de esquistos verdes.

Durante la deformación regional que plegó a los Grupos Casma y Huayllapampa la recristalización fue más intensa en franjas angostas de fuerte deformación. En la parte sur del sinclinal Canoas algunas rocas pelíticas se convirtieron en pizarras y en micaesquistos a cuarzo cordierita Fig. 48; algunos tufos y sills adquirieron una esquistosidad con desarrollo de minerales de cuarzo-albita-hornblenda-biotita. En el centro del sinclinal Totorá se desarrollaron localmente esquistos a granate-plagioclasa-hornblenda-biotita y cuarzo. Ensamblajes de minerales de los grados almandina-anfíbolita y de esquistos verdes a superiores, en los núcleos de estas estructuras, pasan hacia fuera a ensamblajes de las facies de esquistos verdes inferiores, que son difíciles de distinguir de la recristalización y de la diagénesis de los volcánicos Casma.

DIACLASAS Y FALLAS POST-BATOLITICAS

Las diaclasas o fracturas son predominantes en las rocas masivas del Batolito Costanero siendo también comunes en las rocas volcánicas. Las mayores han influenciado al drenaje y han controlado la forma de la línea de costa (Fig. 57). La mayor parte de las fracturas son sub-verticales y tienen rumbos: NO-SE, NE-SO, N-S y E-O. Un número menor son sub-horizontales.

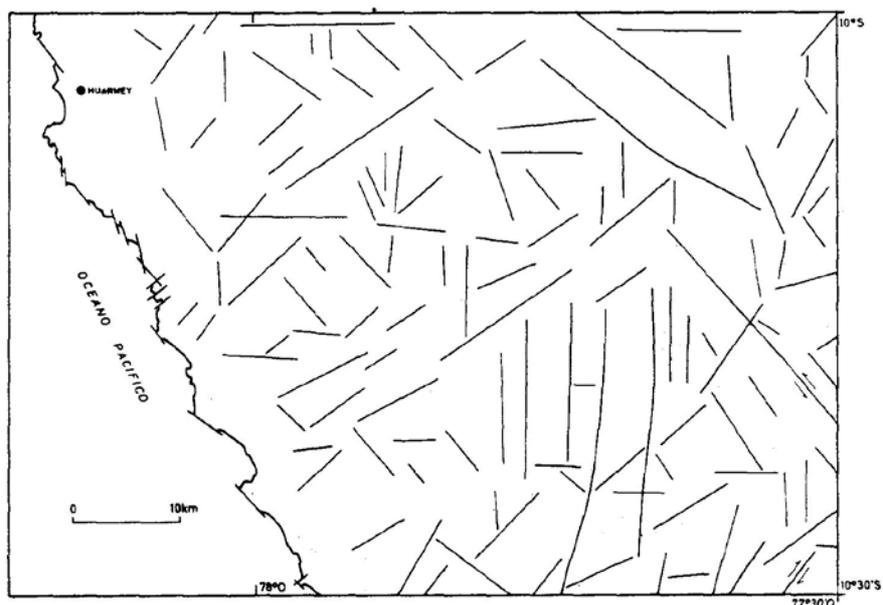


Fig.57.- Mapa simplificado de las fracturas y fallas empujadas principales que han influido en la formación del sistema de drenaje y de la línea costanera.

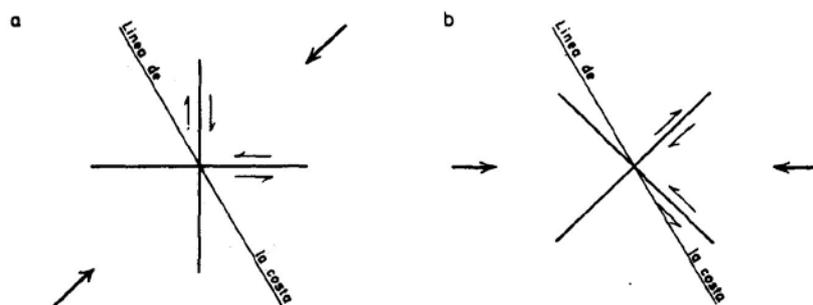


Fig.58.- Se indica las dos direcciones principales de esfuerzos compresivos (flechas gruesas) que controlaron la formación de los dos sistemas conjugados de fracturas y fallas verticales (líneas más gruesas) con el sentido del corte y del movimiento de fallas (pequeñas flechas).

- a) Esfuerzo compresivo NE-SO que da como resultado a las fallas verticales E-O y N-S.
- b) Esfuerzo compresivo E-O que da lugar a las estructuras verticales NE-SO y NO-SE.

Las fracturas con estas orientaciones son posteriores a los intrusivos más recientes del Batolito Costanero, pero muchas de ellas son más antiguas y reflejan por lo tanto, sistemas de esfuerzos más antiguos. Estos últimos sistemas de esfuerzos anteceden a la intrusión del Batolito Costanero ya que estas juntas son paralelas a los contactos de los plutones del batolito los que a su vez son paralelos con otras líneas de ruptura. Muchas fracturas principales son zonas de caolinización, las que probablemente son rasgos tardíos del Batolito Costanero e indican que estas fracturas se formaron durante una etapa tardía de la consolidación del batolito.

Sólo un número pequeño de fallas se encuentran en la región y éstas se localizan en la esquina SE del cuadrángulo de Huayllapampa. La quebrada Corotanca, al SE de Colquioc, se encuentra a lo largo de una falla transcurrente vertical con rumbo NO-SE. La falla es de sentido sinistral, y ha desplazado a los plutones Vindoc y Shillancayoc de la unidad San Jerónimo por una distancia horizontal de 3 km. Dos fallas subsidiarias se hallan en su lado NE. El movimiento de la falla se extinguió al NO de Colquioc convirtiéndose en una zona de fractura marcada por caolinización, que se extiende a través del río Fortaleza, pasando por Hornillos y por la parte superior de la quebrada Acuas.

Una falla normal sub-vertical al norte de Parapaco y Copa, tiene un salto vertical grande y pone en contacto a volcánicos en el lado norte contra el complejo Patap al lado sur; se extiende hacia el este, al cuadrángulo de Chiquián, donde se une con la falla que corre por la quebrada Corotanca, con la cual puede estar asociada como una falla subsidiaria.

La tercera falla de la región se extiende a lo largo de la quebrada La Rinconada. Es una falla transcurrente (de rumbo), sub-vertical, con desplazamiento horizontal dextral de 1.7 km y muestra una zona de caolinización. Se extiende al SO, al cuadrángulo de Barranca, donde fallas paralelas y similares son muy numerosas.

GEOLOGIA ECONOMICA

La geología económica no se estudió en detalle. Existen numerosos prospectos mineros pequeños pero ninguno de gran interés, sin embargo los sulfuros metálicos son comunes en la región. Ellos se hallan en dos asociaciones, la primera en unidades estratigráficas específicas del Grupo Casma y de los volcánicos Calipuy y la segunda en el Batolito Costanero, sea en vetas o en zonas de alteración, dentro de las unidades principales de éste.

MINERALES METALICOS

Mineralización en los Volcánicos Casma y Calipuy

Algunos flujos de lavas y piroclásticos son relativamente ricos en sulfuros. La unidad metalífera más predominante en los volcánicos Casma es el miembro Pueblo Viejo, de la formación La Zorra (Fig. 8). Al oeste del cerro Baúl, la unidad dacítica basal de este miembro contiene pirita y chalcopirita y la riolita bandeada al igual que la riolita brechada que se encuentran en el tope del miembro, son también ricas en sulfuros de hierro. Al sur de la quebrada Baco, la lava dacítica basal del miembro infrayace a un tufo y a un conglomerado rico en pirita, chalcopirita y pirrotita. La concentración más rica de estos minerales se halla en el tope del miembro Pueblo Viejo y en la base de la formación Breas, donde la unidad basal de esta última es una caliza que contiene diseminaciones de pirita, chalcopirita y pirrotita. Estas, se hallan bien expuestas en una pequeña quebrada situada al lado norte de la quebrada Baco. Las lavas y piroclásticos del miembro Pueblo Viejo y la base de la formación Breas son marinas y la caliza basal de esta última parece haber lixiviado los metales de los volcánicos infrayacentes durante su deposición o diagénesis.

La unidad metalífera predominante dentro de la pequeña zona de volcánicos Calipuy, en la esquina NE del cuadrángulo de Huayllapampa, es la dacita basal Pampamarca que es rica en pirita y chalcopirita. Este flujo marca el comienzo de la actividad volcánica luego de un período de tranquilidad, plegamiento y erosión de los volcánicos del Grupo Casma. Tal vez los sulfuros se concentraron con los residuos ricos en volátiles del magma en el tope de la cámara y fueron por lo tanto expulsados en una primera erupción.

En ambos volcánicos, Casma y Calipuy, los sulfuros parecen estar principalmente concentrados en las dacitas, más que en las andesitas.

Mineralización en el Batolito Costanero

Complejo Patap.- Localmente se encuentran sulfuros de cobre y fierro en pegmatitas dioríticas y gabroicas.

Complejo Paccho .- Dioritas, monzodioritas y meladioritas del complejo Paccho, son localmente ricas en pirita, la que parece haberse cristalizado con el magma observándosele por lo tanto, diseminada.

Complejo Santa Rosa .- Las concentraciones más ricas de sulfuros se hallan en la unidad Cuyhuay Chico, en la esquina SO del cuadrángulo de Huayllapampa. El principal mineral es la pirita que se halla diseminada en la parte dacítica de grano fino del plutón y concentrada en vetas de cuarzo que lo cortan y a veces en las masas asociadas de cuarzo lechoso. El potencial económico de este afloramiento ha sido investigado por la ex-Cerro de Pasco Corporation.

Se encuentra también pirita diseminada en pequeños afloramientos de la dacita Pedregal, en la vecindad de Huarmey, la que puede representar apófisis sobre el techo del plutón Santa Rosa. La pirita puede también haberse concentrado en el tope de los plutones tonalíticos de Corralillo y Huaricanga pero en otros lugares los topes de estos plutones han sido removidos por la erosión.

Localmente la pirita es abundante en las aplitas que son una fase tardía de la facies granítica de la unidad tonalítica de Corralillo. Los sulfuros de cobre se hallan con turmalina, cuarzo y feldespato potásico, en vetas de pegmatita, en la parte alta de la granodiorita Huampi Piruroc y en la caja adyacente.

Unidad Puscao .- La unidad Puscao muestra la mayor variedad de concentraciones de sulfuros. La más predominante se halla en zonas de alteración de las rocas encajonantes de los plutones Contaderas y Llagumpe hasta 500 m. del borde de los plutones. Estas zonas son ricas en pirita, las que resaltan por su color marrón-anaranjado.

La pirita se concentra en el tope (zona del techo) del plutón Puca Jirca, así como en las plitas y pegmatitas de los plutones María Cristina, y Chasquitambo. El plutón Chasquitambo también contiene zonas de greisen, que en el cerro Baúl al SO del poblado Chasquitambo, contiene molibdenita con cuarzo, calcita y specularita. El plutón Puscao presenta también zonas de caolinización en sus fracturas más recientes. Zonas similares que se encuentra en

otras rocas, tal como en la parte alta del Río Seco-Lupín, quebrada Cuta y en la quebrada Cunca, también pueden estar asociadas a los plutones Puscao.

Unidad San Jerónimo .- Localmente la pirita es abundante en los granitos gráficos no porfiríticos de los plutones San Jerónimo y en muchas vetas de aplita y cuerpos tabulares asociados. En una pequeña mina en la quebrada Lucma, al NE de Chaucayán, se trabaja este tipo de depósitos.

Conclusiones .- Las concentraciones más ricas de minerales metálicos asociados con el Batolito Costanero, se hallan en los techos de los plutones, dentro de ellos, en vetas y zonas locales de alteración de las cajas. Las mayores concentraciones probablemente se encuentren en vetas y zonas de alteración que se hallan en las cubiertas del techo del batolito, en la parte NE y central del cuadrángulo de Huayllapampa. Esta región es también una superficie de erosión terciaria, levantada y disectada en la cual los minerales metálicos pueden haber sido concentrados por enriquecimiento supergénico asociado con las migraciones de aguas subterráneas relacionadas a dicha superficie. Desafortunadamente en la actualidad esta zona es la menos accesible de la región habiendo sido, por lo tanto, mapeada con menor detalle.

MINERALES NO METALICOS

En toda la región, se halla depósitos de limo, arena y grava, los que se emplean como materiales de construcción. Pero los depósitos más importantes se encuentran en la vecindad de Huarmey.

GEOLOGIA HISTORICA

Durante el Fanerozoico la tectónica, sedimentación y vulcanismo de la faja andina del Perú, fue controlado por movimientos verticales oscilatorios de franjas angostas, paralelas al margen del escudo brasilero infrayacente. Durante el cretáceo, la faja andina del Perú central y septentrional consistió en dos franjas lineales de subsidencia (BENAVIDES, 1957B) llamadas Cuenca Occidental Peruana y Cuenca Oriental Peruana, las que estaban separadas por el geanticlinal del Marañón (WILSON, 1963); que constituía una faja levantada o de subsidencia menor (Fig. 50^a). La Cuenca Occidental Peruana se dividió en una facie oriental, miogeosinclinal, de arenisca, caliza y lutitas y en una facie occidental, eugeosinclinal, de grawacas, lutitas y volcánicas (WILSON 1963; COBBING y GARAYAR, 1973). Estas facies se juntan a lo largo del eje de Tapacocha (MYERS, 1974), el que está representado por una línea tectónica que refleja una zona de cizallamiento mayor en el basamento infrayacente que estuvo activo durante el Cretáceo y permitió que la parte occidental de la Cuenca Occidental Peruana se hundiera más rápidamente que la oriental. El bloque occidental de más rápida subsidencia suprayacía a un magma andesítico de un batolito en ascenso (Fig. 50). El bloque se fracturó en su descenso y el magma fue erupcionado a través de estos canales a la superficie originando los volcánicos Casma.

La historia de la geología superficial de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa comienza en el Valanginiano, justo antes de un gran episodio de subsidencia del bloque occidental. Arenas limpias se acumularon en la parte NE de la región en un ambiente de deltas y planicies de inundación (WILSON, 1963), sobre un paisaje de bajo relieve originando la formación Chimú. Entre el Valanginiano y el Albiano medio, el relieve terrestre permaneció bajo, acumulándose los depósitos del Grupo Huayllapampa dentro de la cuenca de subsidencia occidental. Cuando el bloque SO del eje de Tapacocha se hundía, las lutitas de la formación Chala se depositaba en el mar retirándose simultáneamente la línea de costa hacia el oeste. Cuando la rapidez de subsidencia disminuyó, la cuenca fue rellenada por los conglomerados de la formación Chinchipe provenientes del lado oriental, que cubrieron a las lutitas. La subsidencia lenta del bloque occidental nuevamente se intensificó y el conglomerado fue cubierto por limos y lutitas de la formación Huamancay en el borde exterior, al oeste del am

biente deltaico de la formación Carhuaz y fue acompañado por los primeros signos de vulcanismo provenientes del SO.

Durante el Albiano medio, el bloque occidental se hundió por lo menos 3,000 m. en relación al bloque oriental y fue enterrado por escombros volcánicos que cubrieron la mayor parte del área de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa. Las primeras erupciones principales ocurrieron en agua profunda, en el oeste, y sólo pequeñas cantidades de material piroclástico fueron transportados al este de la región. Cuando la rapidez de subsidencia disminuyó o cuando la cantidad de material volcánico aumentó los escombros volcánicos se acumularon hacia la superficie del mar. Durante el Albiano medio, el cúmulo volcánico localmente emergió en el este y probablemente formó una cadena volcánica (Formación La Zorra).

En la parte central y suroccidental de la región existió un período de relativa inactividad volcánica durante al cual se acumuló el chert de la formación Breas. Las erupciones de andesita comenzaron nuevamente a acumularse en aguas relativamente profundas en toda la región. Cúmulos de lavas y piroclásticos se depositaron hacia el océano, sea porque la subsidencia disminuyó o porque aumentó la cantidad de material volcánico expulsado (Formación Lupín). Las erupciones de lavas y piroclásticos continuaron en el lado oriental, constituyendo a la formación Pararín.

Los volcánicos y sedimentos fueron luego deformados y metamorfozados durante las oscilaciones de los bloques del basamento. La deformación fue más intensa sobre las zonas de cizalla y formaron la faja plegada Tapacocha, al este, y el sinclinal Canoas, al oeste. Estas a su vez fueron zonas de máximo flujo de calor, donde se observa los efectos de metamorfismo de más alto grado (facies esquisto verde en la parte superior a facies de anfibolita en la inferior).

El complejo más antiguo (Patap), del Batolito Costanero pudo haber sido intruído durante una etapa tardía de esta deformación, emplazándose por socavamiento en una faja, entre la zona plegada Tapacocha y el sinclinal Canoas siendo deformado durante su cristalización. Este complejo constituyó una faja con paredes verticales, paralela al margen continental, y con techo plano, en el cual se intruyeron los plutones de tonalita, granodiorita y granito, del Batolito Costanero, en forma intermitente. Estos plutones fueron intruídos por socavamiento junto con el desplazamiento de volcánicos y plutones anteriores hacia abajo. Este hecho es un ejemplo clásico de subsidencia tipo “cauldron” en la parte alta de la corteza y también de deformación dúctil local, seguida por fallas a lo largo de planos verticales y horizontales, sobre magmas en ascenso.

Conforme los magmas ascendían hacia la superficie, sus fases gaseosas se expandían, ensanchando las fracturas sub-verticales. Esporádicamente, gas, magma y fragmentos de las cajas ascendieron en forma veloz por las fracturas ensanchadas, abriéndose camino a lo largo de las fracturas sub-horizontales debajo de los bloques de roca más antiguas. Algunas de las fisuras verticales que se extendían hasta la superficie formaron calderas de las que

grandes cantidades de lava y material piroclástico fueron expulsados, constituyendo parte de los volcánicos Calipuy, sobre una superficie de erosión labrada en los volcánicos Casma. El Batolito ascendió de esta forma y cortó a su propio escombros volcánico a través de 3 o 4 km de la superficie, entre el Cretáceo superior y el Terciario inferior.

Luego de la terminación del vulcanismo asociado con la intrusión del Batolito Costanero, la región permaneció como una zona de relieve bajo hasta el Terciario medio o superior. Desde entonces la región fue levantada en forma intermitente para formar la Cordillera de los Andes. La primera superficie fue arqueada mostrando una mayor pendiente en el lado oriental, y profundamente erosionada en un número de etapas, con períodos intermedios de denudación. Antes del último episodio mayor de levantamiento y erosión que formó los cañones principales de la vertiente occidental de los Andes, una ignimbrita fue erupcionada en la vecindad de Conococha (Cuadrángulo de Recuay), la que corrió a lo largo del antiguo valle del río Fortaleza.

Durante los tiempos más recientes, la mayor parte de los antiguos escombros y suelos fueron removidos de las laderas, en la parte occidental, debajo de altitudes de 1,500 m.s.n.m. los que en esta parte de la región sólo se preservan en los valles, a diferencia de las cercanías de la costa, donde se presenta en mayor abundancia.

La frecuente actividad sísmica creciente (terremoto del 31 de Mayo de 1970), indica que la región es aún tectónicamente activa. Siendo inestables los escombros de las laderas, las lluvias y los temblores ocasionales causan huaycos, transportando cuesta abajo, pequeñas cantidades de grava, arena y limo, a lo largo de los valles, hacia las planicies costeras. En las partes oriental y central de la región, los valles todavía están siendo profundizados mientras que al oeste, la planicie costera y el zócalo continental son áreas de deposición. Existe en la actualidad una reactivación del transporte eólico de arenas de plata, las que son acarreadas hacia el NE por los vientos diurnos preponderantes.

APENDICE I

Lista faunal de las localidades fosilíferas 1-12 mostradas en el mapa 1:100,000

Localidad 1 .- Formación Chala, Grupo Huayllapampa, a este de Tapacocha. Lutita gris con lamelibranquios pequeños y deformados.

Localidad 2 .- Formación Chala, Grupo Huayllapampa, al SE de Huayllapampa. Lutita gris con pequeños lamelibranquios deformados, gasterópodos y fragmentos de plantas.

Localidad 3 .- Formación Huamancay, Grupo Huayllapampa al SE de Huayllapampa. Capas discontinuas de caliza conchífera con numerosas huellas de lamelibranquios principalmente *Exogira* sp.

Localidad 4 .- Formación Huamancay, Grupo Huayllapampa, al sur de Huayllapampa en el lado oeste del río Huayllapampa. Capas discontinuas de caliza conchífera (mármol) con numerosas huellas de lamelibranquios principalmente *Exogira* sp.

Localidad 5 .- Formación Huamancay, Grupo Huayllapampa, al sur de Huayllapampa en el lado oeste del río Huayllapampa. Capas discontinuas de caliza conchífera (mármoles) con numerosas huellas de lamelibranquios principalmente *Exogira* sp.

Localidad 6 .- Formación Huamancay, Grupo Huayllapampa al oeste de Tapacocha. Pizarra gris con por lo menos tres géneros de ammonites :

1. Con gruesos “ribs” bien espaciados
2. Con gruesos “ribs” un poco apartados y bifurcantes;
3. Con “ribs” angostos y apretados

Parahoplites. Lamelibranquios; *Iodobrochia*, *Corditital* ? *Mytilus* o *Pirma* y Gasterópodos? *Turritelidae*. Todos estos fósiles están fuertemente deformados.

Localidad 7 .- Formación Huamancay, Grupo Huayllapampa, al oeste de Tapacocha. Capas discontinuas de caliza conchífera con numerosas huellas de lamelibranquios, principalmente? *Exogira* Sp.

Localidad 8 .- Formación Punta Gramadal, Grupo Casma, en un pequeño remanente en un acantilado antiguo, en la parte norte de la Playa Caleta de Lobos al SO de la villa de Gramadal. Los fósiles se preservan como vaciados internos de moldes externos en capas delgadas de tufo hidrodepositado. Incluyen aptyci y ammonites.

Hysterocheras Orbigni (SPATH)
Oxitropidoceras carbonarium (GABB)
Oxitropidoceras peruvianum (VON BUCH)
Venezoliceras sp.

Localidad 9 .- Formación Punta Gramadal, Grupo Casma; acantilados marinos al SO de Punta Gramadal del más bajo de 5 capas delgadas de tufo hidrodepositado (mostrados en la fig. 7^a). Incluyen numerosos aptyci; unos cuantos géneros de lamelibranquios y ammonites :

Oxitropidoceras peruvianum (VON BUCH)
Oxitropidoceras carbonarium (GABB) abundante
Venezoliceras sp. pocas
Hysterocheras Orbigny (SPATH) pocos
Braucoceras sp. pocas
Hamitidae

Los fósiles están deformados y han sufrido un acortamiento del 20% en una dirección.

Localidad 10 .- Formación Punta Gramadal, Grupo Casma; en un corte de la carretera Panamericana, al lado este del camino, detrás de las Playas de Las Monjas, al norte del túnel, al norte del Villorrio de Gramadal. Los fósiles se hallan en tufos hidrodepositados como vaciados internos de moldes externos. Ellos incluyen unos cuantos géneros de lamelibranquios y de ammonites.

Oxitropidoceras peruvianum (VON BUCH)
Venezoliceras sp.

Localidad 11 .- Formación La Zorra, Grupo Casma; en algunas quebardas de Lomas Playuelas, al oeste de la Antena de Radio al SO de la Pampa Maticaballo entre la hacienda La Zorra y Huarmey. Los fósiles ocurren en tufos finos hidrodepositados encontrándose dispersos. Incluyen numerosos aptyci, unos cuantos géneros de gasterópodos y lamelibranquios? *Inoceramus* y ammonites, Hamitidae y *Leyneirlla* sp.

Localidad 12 .- Grupo Casma; al norte de la localidad 11. Los fósiles en tufos finos hidrodepositados y están dispersos. Incluyen numerosos aptyci y unos cuantos géneros de lamelibranquios *inoceramus* sp. y Carditidae.

APENDICE 2

Lista de Dataciones Radiométricas

Un número de determinaciones de edades radiométricas por el método K-Ar, fueron hechas por Paul R. Wilson en la Universidad de Liverpool, Inglaterra y los resultados se dan y discuten más abajo.

Formación Fortaleza de Ignimbrita :	Biotita	5.84 ± 0.2 M.A.
Volcánicos Calipuy-Flujo Andesítico Basal (Sección A, Fig. 9)	Biotita	52 M.A.
Volcánicos Calipuy-Tercer Flujo Andesítico (Sección a, Fig. 9)	Biotita	28 M.A.
Granito de San Jerónimo-Dique Anular de Corcovado	Biotita	
	Feld. Pot.	56.5 ± 1.2 M.A.
		54.9 ± 9 M.A.
		Promedio 55.5
Granito Puscao-Dique Anular de Anta:	Biotita	
	Feld. Pot.	61.9 ± 1.1 M.A.
		57.9 ± 0.9 M.A.
		Promedio 61.5
Granito Puscao-Plutón Chasquitambo	Biotita	
	Plagioclasa	70.7 ± 1.6 M.A.
		62.8 ± 1.3 M.A.
Complejo Santa Rosa, Tonalita Corralillo	Biotita	
	Plagioclasa	61.35 ± 1.1 M.A.
Bloque hundido dentro del dique anular de Anta	Feld. Pot.	61.9 ± 1.0 M.A.
Complejo Santa Rosa, Tonalita Purmacana cerca al extremo NE del cuadrángulo de Barranca		

equivalente a la tonalita Huaricanga

Biotita

Plagioclasa

Hornblenda 85.5 ± 2.0 M.A.

94.8 ± 2.3 M.A.

97.9 ± 3.2 M.A.

Promedio 96.4

La edad de la biotita de la formación Fortaleza es probablemente cercana a la de su erupción. Este flujo de ignimbrita yace en un antiguo valle del río Fortaleza que es contemporáneo con una etapa tardía de la superficie de erosión Matacaballo y por lo tanto ésta, también provee la edad mínima de la superficie Matacaballo y de los depósitos de grava de Chasquitambo, Yana Orcco y Huarmey. Usando la escala de BERGGREN (1969), la erupción de ignimbrita ocurrió en tiempos miocénicos bien tardíos. P.R. Wilson determinó en 7.57 ± 0.2 M.A. la edad radiométrica de la biotita en la ignimbrita de la formación Yungay, lo que sugiere que esta formación es 2 M.A. más antigua que la ignimbrita del río Fortaleza pero que también ocurrió en el Mioceno tardío.

La edad de 52 M.A. de la andesita basal de los volcánicos Calipuy es cercana a la edad de la intrusión del dique anular de Corcovado de granito de San Jerónimo y puede indicar una conexión entre estos volcánicos y las intrusiones San Jerónimo. Pero el plutón Carapún compuesto de la facies San Jerónimo se intruyó 3 km por encima de estos volcánicos al S-O de manera que la edad aparente de este flujo lávico puede ser mucho menor de lo real. Similarmente, la edad aparente de 28 M.A. del tercer flujo de lava en la secuencia Calipuy puede también ser mucho menor y puede ser el resultado de pérdida de argón. El granito San Jerónimo también contribuyó seguramente con lavas a la serie Calipuy pero las lavas en cuestión son con seguridad más antiguas.

Las edades de los diques anulares de Anta y Corcovado están de acuerdo con la evidencia de campo que el dique anular de Corcovado de granito San Jerónimo es más joven que el de Anta de granito Puscao, pero que los magmas estuvieron íntimamente asociados en el tiempo. La edad de 70.7 ± 1.6 M.A. de la biotita del plutón Chasquitambo de granito Puscao es considerado como Wilson como que representa una edad mínima para la intrusión de este plutón. Esto significa que la intrusión de los granitos Puscao en esta área tuvo lugar en intervalos de 9 M.A. entre 70-61 M.A. atrás. En el área de Sayán, Wilson encontró que las edades de los granitos de San Jerónimo y Puscao eran similares y comprendían 60-50 M.A. y por lo tanto ellos parecen haber sido intruídos más tarde que en los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa.

La edad de la tonalita Corralillo es la misma que la del dique anular de Anta. Posiblemente refleja metamorfismo durante la intrusión del plutón combinado de Anta-Patorumi de granito Puscao, cuando este block de tonalita Corralillo se hundió dentro del dique anular de Anta y debajo del Plutón Patorumo.

La tonalita Purmacana del complejo Santa Rosa, en la parte norte del cuadrángulo de Barranca es probablemente contemporánea con la tonalita Huaricanga de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa. Es la unidad principal más antigua del complejo Santa Rosa. Las edades de la hornblenda y plagioclasa con concordantes y Wilson considera que pueden representar la edad del plutón en su emplazamiento, siendo la edad de la biotita representativa del tiempo en que el plutón se enfrió debajo de la temperatura de “retención” del argón en la mica (230° - 450°). Si la tonalita Huaricanga fue intruída hace 96 M.A. luego siguió a la erupción de la mayor parte de los volcánicos Casma en el Albiano medio o superior, (c. 100 M.A. basado en evidencia fosilífera). Por lo tanto el plegamiento de los volcánicos Casma y el emplazamiento y deformación del complejo Patap de gabro a hornblenda y diorita ocurrió hace unos 100 – 96 M.A. Si este es el caso, es muy probable que los magmas ascendentes que formaron el complejo y los plutones más tempranos del complejo Santa Rosa contribuyeran escombros volcánicos a los volcánicos Casma.

En el área de Sayán, Wilson encontró que las edades radiométricas, de unidades del complejo Santa Rosa oscilan entre c.92-85 M.A. y que la edad del sistema de diques andesíticos que cortan al Complejo Santa Rosa oscilan entre 72-69 M.A.

En resumen las edades en general de las intrusiones plutónicas principales y las erupciones volcánicas en los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa son :

Ignimbrita Fortaleza	6 M.A.
Volcánicos Calipuy	70-50 M.A.
Unidad San Jerónimo (granito)	55 M.A.
Unidad Puscao (granito)	70-61 M.A.
Complejo Tonalítico Santa Rosa	96-85 M.A.
Complejo Paccho	? 96 M.A.
Complejo Gabro-Diorítico	
Patap	? 100-96 M.A.
Volcánicos Casma	c. 100-95 M.A.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, E.M. (1951) – The dynamics of faulting and dyke formation: Ed. 2, London, Oliver and Boyd, 206 p.
- ATHERTON, M. P. Y BRENCHLEY, P. J. (1972) – A preliminary study of the structure, stratigraphy and metamorphism of some contact rock of Western Andes, near the Quebrada Venado Muerto, Perú : Geol. J. Vol. 8 161-178.
- BELLIDO, E. (1969) – Sinopsis de la Geología del Perú, Serv. Geol. Min. Bol. No. 22, p. 1-54.
- BELLIDO, E. y GUEVARA, C. (1963) – Geología de los Cuadrángulos de Bombón y Cledesí : Com. Cart. Geol. Nac. Vol. II, No. 5, p. 1-92.
- BENAVIDES CACERES, V.E. (1956) – Cretaceous System in Northern Peru : Bull. Am. Mus. Natural Hist., Vol. 108, art. 4, p. 353-494.
- BLAKE, J. F. (1878) – On the measurements of the curves formed by cephalo pods and other mollusks : Philos. Mag., Vol. 5, p. 241-262.
- BODENLOS, A.J. y STRACZEK, J. A. (1957) – Base-metal deposits of the Cordillera Negra, Departamento de Ancash, Peru: U. S. Geol. Survey Bull. No. 1040, 165 p.
- BROWN, G. C. y FYFE, W. S. (1970) – The production of granitic melts during ultrametamorphism : Contr. Mineralogy and Petrology, Vol. 28, p. 310 – 318.
- CLOOS, H. (1941) – Bau und Tätigkeit von Tuffschloten : Geol. Rundschau, Vol. 32, p. 709 – 800.
- CLOUGH, C. T., MAUFE, H. F. y BAILEY, E. B. (1909) – The cauldron-subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena: Jour. Geol. Soc. London, Vol. 65, p. 611 – 678.
- COBBING, E. J. (1973) – Compilador, Geological Map of the Western Cordillera of Northern Peru, escala 1:500,000: London, British Governments Overseas Development

Administration, Directorate of Overseas Surveys, y Servicio de Geología y Minería, Lima.

COBBING, E. J. y GARAYAR J. (1973) .- Geología de los Cuadrángulos de Barranca, Ambar, Oyón, Huacho, Huaral y Canta: Serv. Geol. Min. Bol. No. 26.

COBBING, E. J. y PITCHER, W. S. (1972) – The Coastal Batholith of Central Perú : Jour. Geol. Soc. London, Vol. 128, p. 421-460.

CONEY, P. J. (1971) – Structural Evolution of the Cordillera Huayhuash, Andes of Peru: Geol. Soc. America Bull., Vol. 82, p. 1863 – 1864

COSSIO, A. (1964) .- Geología de los Cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa: Com. Carta Geol. Nac., Bol. No. 8, p. 1-69.

COSSIO, A. y JAEN, H. (1967) .- Geología de los Cuadrángulos de Puémape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa : Serv. Geol. Min. Bol. No. 17, p. 1-141

DEWEY, J. F. y BIRD, J. M. (1970) – Mountain belts and the new global tectonics : Jour. Geophys. Research, Vol. 75, p. 2625 – 2647.

FARRAR, E., CLARK, A. H., HAYES, S. J., QUIRT, G.S., CONN, H. y ZENTILLI, M. (1970) – K-Ar evidence for the post Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of Northern Chile: Earth and Planetary Sci. Letters, Vol. 10, p. 60-66.

FISHER, A. G. (1956) – Desarrollo Geológico del Noroeste Peruano durante el Mesozoico : Bol. Soc. Geol. del Perú, Tomo 30, p. 177-190.

FYFE, W. S. (1970) – Some thoughts on granitic magmas: en : G. NEWALL y N. RAST Eds. Mechanism of Igneous Intrusion, Liverpool, Gallery Press, p. 201 – 216.

FYFE, W. S. (1973) – The generation of batholiths: Tectonophysics, Vol. 17 p. 273 – 283.

GASTIL; G., PHILLIPS, R. P. Y ALLISON, E. C. (1973) – Reconnaissance Geology of the State of Baja California : Geol. Soc. America, Memoir 140.

HAMILTON, W. (1969) – The volcanic Central Andes, a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of Western North America: Oregon Depto. Geology and Mineral Industries Bull., Vol. 65, p. 175 – 184.

HARRISON, J. V. (1960) – Structural Doubts about the Andes in Peru : 21st, Internat. Geol. Cong., Copenhagen, Rept., pt. 18, p. 7-13.

- JAMES, D. E. (1971) – Plate Tectonic model for the evolution of the Central Andes: Geol. Soc. America Bull., Vol. 82, p. 3325 – 3346.
- JONES, J. G. (1969) – Pillow lavas as depth indicators : American Journ. Sci. Vol. 267, p. 181-195.
- KERRICK, D. M. (1970) – Contact Metamorphism in some areas of the Sierra Nevada, California : Geol. Soc. America Bull., Vol. 81, p. 2913 – 2937.
- KISTLER, R. W., EVERNDEN, J. F. y SHAW, H. R. (1971) – Sierra Nevada plutonic cycle: Part 1, origin of composite granitic batholiths : Geol. Soc. America Bull., Vol. 82, p. 853 – 868.
- KUMMEL, B. (1948) – Geological Reconnaissance of the Contamana Region, Peru : Geol. Soc. America Bull., Vol. 59, p. 1217 – 1265.

