

REPÚBLICA DEL PERÚ
MINISTERIO DE FOMENTO Y O. P.
DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA

SERVICIO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA

BOLETÍN N° 19

GEOLOGÍA DE LOS CUADRÁNGULOS DE MOLLENDY Y LA JOYA

(Hojas 34r, 34-s)

Por
Wilfredo García M.



LIMA, JUNIO DE 1968

Editada por el Servicio de Geología y Minería

LIMA - PERÚ

SERVICIO DE GEOLOGIA Y MINERIA

Dr. PABLO CARRIQUIRY

Ministro de Fomento y Obras Públicas

COMITE EJECUTIVO

Presidente

Ing°. ANDRES BRAVO BRESANI

Director General de Minería

Ing°. MANUEL VELASQUEZ CRIADO

Director del Servicio de Geología y Minería

Ing°. ALBERTO MORANTE GOACHET

Sub-Director de Geología.

Contenido

RESUMEN	1
INTRODUCCION	3
Ubicación y extensión	3
Accesibilidad	3
Base Topográfica	5
Trabajos de Campo	5
Centros Poblados	6
Estudios anteriores	7
Agradecimientos	7
FISIOGRAFIA	9
Faja Litoral	9
Cordillera de la Costa	9
Pampas Costaneras	11
Estribaciones Andinas	11
Hidrografía	13
Clima y Vegetación	14
ESTRATIGRAFIA	15
Generalidades	15
Complejo Basal de la Costa	18
Grupo Yamayo	24
Volcánico Chocolate	26
Formación Socosani	27
Formación Guaneros	28
Grupo Yura	29
Grupo Toquepala	31
Formación Camaná	32
Formación Moquegua	33
Volcánico Sencca	35
Depósitos aluviales	36

Terrazas marinas	37
Flujos de Barro	37
Clásticos recientes	38
 ROCAS INTRUSIVAS	 41
 ROCAS INTRUSIVAS DEL CUADRANGULO DE LA JOYA	 43
RESUMEN	43
ABSTRACT	44
INTRODUCCION	46
Intrusión Caballo Blanco	47
Grupo de intrusiones del área Pampa de Huagri – Río Tambo	47
Complejo Intrusivo de La Caldera	48
Zona Suroeste	48
Gabro	48
Pórfido Xenolítico	50
Grupo Linga	50
Microgranito C° San José	56
Granito Tambo	57
Granito Jahuay	57
Zona Noreste	58
Granodiorita Yarabamba	58
Granito Gráfico	59
Granodiorita Tiabaya	61
Intrusiones menores de Pórfido Cuarcífero y Microgranito	63
Diques	67
Brechas volcánicas de edad Toquepala	67
EMPLAZAMIENTO DE LAS ROCAS INTRUSIVAS	68
Intrusión Caballo Blanco	68
Grupo de intrusiones Pampa de Huagri – Río Tambo	68
Complejo de La Caldera	68
CONSIDERACIONES ESTRUCTURALES	73
HISTORIA INTRUSIVO – TECTONICA DEL COMPLEJO DE LA CALDERA (Esquema tentativo)	 74
PETROGENESIS	75
METAMORFISMO DE CONTACTO	76
 GEOLOGIA ESTRUCTURAL	 79
Plegamientos	79
Fallamientos	79

Fallas del sistema Este-Oeste	80
Fallas del sistema Noroeste-Sureste	81
Sistema de fallas en echelón	82
Otras fallas	82
Diaclasas	83
Estructuras en los gneis	84
Depresión Costanera	84
GEOLOGIA ECONOMICA	85
Depósitos metálicos	85
Mina Linga	86
Yacimiento de Cerro Verde	86
Mina Rescate	87
Prospecto de Cerro Negro	87
Depósitos no-metálicos	88
Mica	88
Yeso	89
Calizas	89
Coquina	89
GEOLOGIA HISTORICA	91
Depósitos del Jurásico	92
Emersión durante el Cretáceo inferior	93
Plegamiento del Cretáceo superior	93
Volcanismo del Cretáceo superior-Terciario inferior	93
Intrusión de fines del Cretáceo y comienzos del Terciario	93
Peniplanización y tectonismo del Terciario inferior	93
Transgresión oligocénica	94
Emersión miocénica	94
Volcanismo del Plioceno	94
Depósitos pleistocénicos y recientes	94
BIBLIOGRAFIA	97

RESUMEN

El presente estudio es el resultado de las investigaciones geológicas de los cuadrángulos de Mollendo y La Joya que tienen 2,098 y 3,000 km²., respectivamente. El área abarcada para estos cuadrángulos se encuentra en la Costa Sur del Perú, donde la aridez y falta de vegetación son características típicas, al igual que en otros lugares de la costa peruana. Los únicos cursos de agua en el área son los ríos Sihuas y Vítor que al confluir en la Hacienda Huañamarca forman el río Quilca.

Los diferentes aspectos que se tratan se refieren a la Geomorfología, Estratigrafía, Petrografía, Geología Estructural, Geología Económica y Geología Histórica.

En el aspecto geomorfológico se consideran cuatro unidades, a las que se les ha denominado Faja Litoral, Cordillera de la Costa, Planicies Costaneras y Etribaciones Andinas.

Estratigráficamente se han diferenciado las siguientes unidades: el Complejo Basal de la Costa, formado por rocas metamórficas, principalmente gneis y mica-esquistos, de edad precambriana a paleozoico inferior. El grupo Yamayo compuesto de areniscas y limolitas con intercalaciones volcánicas, de edad Triásico superior-Jurásico inferior. El volcánico Choclate constituido por brechas y aglomerados en la base, una intercalación de sedimentos marinos con derrames andesíticos en el miembro medio, y derrames andesíticos y dacíticos con horizontes areniscosos y lechos de calizas en el miembro superior, y cuya edad se asigna al Jurásico inferior. La formación Socosani integrada por una serie de calizas, en parte metamorfizadas, cuya edad está comprendida entre el Toarciano y el Bajociano inferior o medio.

La formación Guaneros compuesta por una intercalación de areniscas calcáreas y calizas detríticas con derrames andesíticos, de edad Jurásico medio a superior. El grupo Yura formado por areniscas, cuarcitas y lutitas del Cretáceo inferior. El Volcánico Toquepala compuesto de derrames y piroclásticos mayormente andesíticos y dacíticos, cuya edad se presume entre el Cretáceo superior y Terciario inferior. La formación Camaná compuesta de lutitas bentoníticas y areniscas plumizas con capas conchilíferas, de edad oligocénica. La formación Moquegua del Plioceno, consiste de arcillas con capitas de yeso en la base, y un conglomerado polimixto con diferentes grados de consolidación en el tope. El volcánico

Sencca de naturaleza tufácea y composición ácida (dacítico-riolítica) de color gris, blanco amarillento y rosado, del Plioceno. Entre los depósitos recientes destacan las terrazas marinas, flujos de lodo, aluviales, eólicos, cenizas, volcánicas, etc.

Estructuralmente en el área se presentan plegamientos suaves, a excepción de las rocas del Complejo metamórfico. El fallamiento observado es en bloques, característico de la Costa Sur del Perú. El batolito de la Caldera al emplazarse durante el Cretáceo y Terciario inferior, ha fracturado, deformado y en parte metamorfozando a las rocas pre-terciarias, cuyos remanentes quedan ahora formando bloques irregulares a manera de techos colgantes.

En la mayor parte del área estudiada no se han encontrado depósitos de minerales importantes, pero en la faja del batolito Costanero existen minerales de cobre que, en algunos casos, tienen un alto valor económico, tal es el caso del yacimiento de Cerro Verde.

Por último, referente a la Geohistoria, se hace un esbozo de todos los acontecimientos geológicos que han tenido lugar en el área.

INTRODUCCION

El estudio de los cuadrángulos de Mollendo y La Joya tiene como finalidad conocer la geología de la región como base para la exploración de sus recursos minerales, trabajo que viene ejecutando el Servicio de Geología y Minería (Ex-Comisión de la Carta Geológica Nacional).

El presente informe comprende investigaciones de carácter fisiográfico, estratigráfico, estructural y geoeconómico; además se trata de explicar los principales eventos geohistóricos del área, en relación con los ocurridos en el resto de la región.

Ubicación y extensión

El área estudiada queda en las provincias de Arequipa e Islay del departamento de Arequipa (Fig. 1). Está comprendida dentro de las coordenadas geográficas siguientes :

Longitud	:	71° 30' - 72° 30' Oeste
Latitud	:	16° 00' - 17° 00' Sur

La esquina suroeste del área señalada está ocupada por el Océano Pacífico.

También se incluye en este trabajo una pequeña área al Sureste del cuadrángulo de Mollendo, limitada por la orilla del mar y las siguientes coordenadas: Latitud 17° 00' Sur y Longitud 72° 00' Oeste.

La extensión total es de 5,098 km² correspondiendo al cuadrángulo de Mollendo 2,098 km² y al de La Joya 3,000 Km².

Accesibilidad

El área de los cuadrángulos cuenta con varias vías de acceso. Las más importantes por el servicio que prestan al transporte de pasajeros e intercambio comercial, son la carretera Panamericana Sur y el Ferrocarril del Sur del Perú (Mollendo-Arequipa-Puno y Cuzco).

Fig. 1. — Ubicación de los cuadrángulos de Mollendo y La Joya

La carretera Panamericana Sur ingresa al cuadrángulo de Mollendo a la altura del km 830, después de un corto recorrido con dirección Noreste sale de él para reingresar al cuadrángulo de La Joya por el lado Norte en el km 1,020, atravesándolo con dirección Sur. Un ramal de esta carretera conduce a los puertos de Mollendo y Matarani cruzando ambos cuadrángulos de Noreste a Suroeste.

El sector noroeste del cuadrángulo de Mollendo es accesible mediante una trocha carrozable que partiendo de la ciudad de Camaná sigue la orilla del mar, pasa por el Pueblo Nuevo (capital del distrito de Quilca) y llega hasta el valle de Quilca.

Entre otras trochas carrozables de menor importancia citamos la que parte del km. 920 de la carretera Panamericana y conduce a la irrigación Santa Rita de Sihuas, la cual continúa hasta las partes altas de la hacienda Huañamaarca; y en las que salen de la carretera Mollendo-Arequipa y conducen a las minas de San José, Calahuani, etc.

El ferrocarril del Sur del Perú (Mollendo-Arequipa-Puno) atravieza el área estudiada de Suroeste a Noreste.

La ciudad de Mollendo tiene servicio aéreo constante y los puertos de Mollendo y Matarani son utilizados en gran escala para el intercambio comercial del Sur del País.

Base Topográfica

Para el presente estudio geológico se han utilizado los mapas topográficos a la escala 1:100,000 correspondientes a los cuadrángulos de Mollendo (34-r) y La Joya (34-s), elaborados en el año 1961 por el Instituto Geográfico Militar mediante procesos fotogramétricos (Multiplex) de aerofotografías tomadas en 1955.

Asimismo, durante los trabajos de campo se dispuso de fotografías verticales a escala aproximada de 1:60,000.

Trabajos de Campo

Los trabajos de campo se hicieron en dos etapas, la primera entre el 1° de Abril y el 30 de Mayo de 1962, durante la cual se efectuó el levantamiento geológico del cuadrángulo de Mollendo; la segunda etapa se llevó a cabo entre el 12 de Marzo y el 9 de Abril de 1963, período durante el cual se hizo el mapeo geológico del cuadrángulo de La Joya; finalmente se hizo una revisión de ambos cuadrángulos bajo la supervisión del Ing. S. Mendivil entre el 20 de Abril y el 3 de Mayo de 1965.

Para obtener la mayor cantidad de datos, durante el trabajo de campo se siguió un sistema de itinerarios a través de toda el área, aprovechando las carreteras, trochas carrozables, caminos de herradura, sendas, etc., anotándose directamente sobre las aerofotografías todos los datos geológicos observados. A la vez se coleccionaron un buen número de muestras de rocas, minerales y fósiles para un estudio correspondiente en los laboratorios del Servicio. También se midieron secciones estratigráficas empleando brújula y cinta graduada.

Los fósiles fueron estudiados en parte por la Dra. Rosalvina Rivera.

Posteriormente durante la labor de gabinete se trasladó toda la información original al mapa base con el auxilio e un “Sketch Master” y se hicieron los cálculos de los grosores de las diferentes secciones estratigráficas.

Durante el trabajo de campo el autor ha contado con la asistencia del Ing. E. Blanco y la colaboración de los señores Italo Chacón y Reynaldo Macedo, estudiantes de Geología de la Universidad de San Marcos de Lima y San Agustín de Arequipa, respectivamente.

Centros Poblados

La aridez de la región ha determinado que los centros demográficos se encuentren muy dispersos en el área, generalmente están localizados en los lugares donde existen los recursos naturales mínimos para su desarrollo y supervivencia.

El mayor centro poblado y con intenso movimiento comercial es la ciudad de Mollendo, capital de la provincia de Islay, donde debido a su posición geográfica se construyó un puerto que hasta hace poco fue el más importante en el Sur del país. La economía de Mollendo por tanto es exclusivamente portuaria, y todas las actividades dependen del movimiento comercial marítimo.

Dada la escasez de agua dulce para abastecer a Mollendo ha sido necesario recurrir al caudal del río Tambo mediante un acueducto, cuya bocatoma está ubicada a 2 km al Oeste del puente El Fiscal (carretera Panamericana Sur); este canal además de dotar de agua potable a la ciudad ha favorecido el desarrollo de la agricultura.

El puerto de Matarani, situado a unos 11 km al Norte de Mollendo, es el más moderno del Sur del país y sirve también para el comercio internacional de la República de Bolivia.

Pueblo Nuevo, capital del distrito de Quilca, cuenta con reducida población, sus habitantes se dedican a la agricultura y en menor escala a la pesca.

Estudios anteriores

No existen trabajos geológicos que cubran en forma integral el área de Mollendo y La Joya. El estudio de Jenks (1948) titulado “Geología del Cuadrángulo de Arequipa” abarca más o menos las 2/3 partes del cuadrángulo de La Joya, y el trabajo denominado “Informe sobre el reconocimiento practicado a la zona micácea de los departamentos del Sur del Perú”, de Camminati (1944), toca aspectos mineros del área. Las areas colindantes han sido estudiadas por la Comisión de la Carta Geológica Nacional, así tenemos el trabajo “Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesí” de Bellido y Guevara (1963), y los informes inéditos de la Geología de los cuadrángulos de Camaná, La Yesera, Aplao y Puquina. También existen algunos tramos preparados para tesis de grado por exa-alumnos de la Universidad de San Agustín de Arequipa.

Agradecimientos

El autor expresa su agradecimiento al Ing. Eleodoro Bellido, Director Interino de la Carta Geológica Nacional, quien impartió las directivas para el inicio de nuestra investigación, así como al Ing. Salvador Mendivil E. quien ha supervisado nuestros trabajos en el campo y en el proceso de gabinete. También nuestra gratitud al Dr. John Wilson por las sugerencias durante la redacción del presente informe, así como a los geólogos que efectuaron las determinaciones paleontológicas y petrográficas en los departamentos respectivos del Servicio. Asimismo se agradece a todas las personas que en una u otra forma, tanto en el campo como en la oficina, han brindado su cooperación en los diferentes aspectos del presente trabajo.

FISIOGRAFIA

El área del presente estudio se extiende desde el litoral hasta las estribaciones de la Cordillera Occidental de los Andes; por sus características topográficas bien definidas ha sido posible diferenciar en ella las siguientes unidades geomorfológicas: Faja Litoral, Cordillera de la Costa, Planicies Costaneras y Estribaciones Andinas (Fig. 2)

Faja Litoral

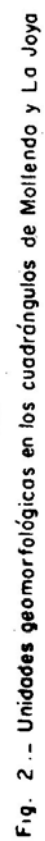
Comprende la faja de terreno hasta de 5 km de ancho que se desarrolla entre la ribera del mar y la cota de 400 m. aproximadamente. Tiene relieve bajo y pendiente suave (5-6°) al WSW. El límite oriental es bien definido y está señalado por un fuerte cambio de pendiente en la topografía.

Dentro de esta unidad la línea de costa está formada esencialmente por acantilados que en muchos casos sobrepasan los 80 m. de altura. Además se caracteriza por una sucesión de pequeñas ensenadas, puntas y formas intermedias, similares a los aparatos morfológicos descritos por Lisson (1915) bajo la denominación de tinajones, chiras, etc.

La mayor parte de esta unidad se ha modelado sobre rocas gnéisicas, dioríticas y graníticas, fundamentalmente por abrasión marina (Fig. 3). En algunos lugares está cubierta por acumulaciones de material arcilloso de color amarillento, y en otros, por pequeñas terrazas aluviales, marinas y detritos de talud.

Cordillera de la Costa

Está representada por una cadena de cerros orientada en dirección Sureste-Noroeste, paralela al litoral. Esta unidad tiene un ancho aproximado de 20 km y su mayor elevación es de 1,667 m. en el cerro La Huata.



El flanco que mira al Pacífico presenta una topografía bastante accidentada por estar cortada por una serie de quebradas profundas, entre ellas: Guerreros, Centeno, San José y Quilca. Por esta última discurre el río homónimo que ha labrado un cañon de cerca de 600 metros de profundidad, con flancos que se aproximan a la vertical. En contraste, la parte superior de esta cadena de cerros ofrece una superficie algo ondulada, con valles anchos de fondo plano y colinas suaves, rasgos típicos de una topografía madura. El borde oriental está caracterizado por colinas bajas que encierran pequeñas pampas, en parte conectada con la planicie costanera.

Esta unidad, al igual que la anterior, está conformada por rocas gnéisicas, granitos y diques pegmatíticos, parcialmente cubiertos por arcillas, limos y arenas que ocasionalmente tienen de 100 a 150 cm. de grosor, tal como se aprecia en los cerros Calahuani, Miramar, Pampa Blanca, etc. Esta cobertura permite en épocas de lluvias el crecimiento de los pastos de las lomas que sirven de invernaderos en ciertas épocas del año.

Pampas Costaneras

Esta unidad geomorfológica se desarrolla entre el flanco oriental de la Cordillera de la Costa y las estribaciones andinas, a altitudes de 1,000 m. a 1,600 m. Tienen un ancho promedio de 40 km y está caracterizada por extensas pampas que ascienden muy suavemente hacia el Noreste. En general este territorio es desértico y sin vegetación. Los valles de los ríos Sihuary Vitor son angostos y profundos, sus lechos quedan a 600 m. más o menos, debajo de la superficie de las pampas. Esta unidad se ha constituido principalmente sobre rocas de la formación Moquegua que se encuentra en gran parte cubierta por material aluvial, arenas eólicas, etc.

Estribaciones Andinas

Hacia el Este de las planicies costaneras se aprecia una zona bastante accidentada que pertenece a las estribaciones andinas, es decir, los flancos bajos de la Cordillera Occidental de los Andes.

El paso de las planicies a esta unidad se caracteriza por un fuerte cambio de pendiente. En el área que nos ocupa las estribaciones ascienden hasta altitudes de más de 3,000 m. como en el cerro Cortaderal. La superficie general está constituida por cumbres más o menos redondeadas, correspondientes a restos de una superficie madura (Superficie de La Caldera de Jenks, 1948) y está disectada por numerosas quebradas, siendo las principales las quebradas Linga y Huayrondo que tienen profundidades de más de 200 m.

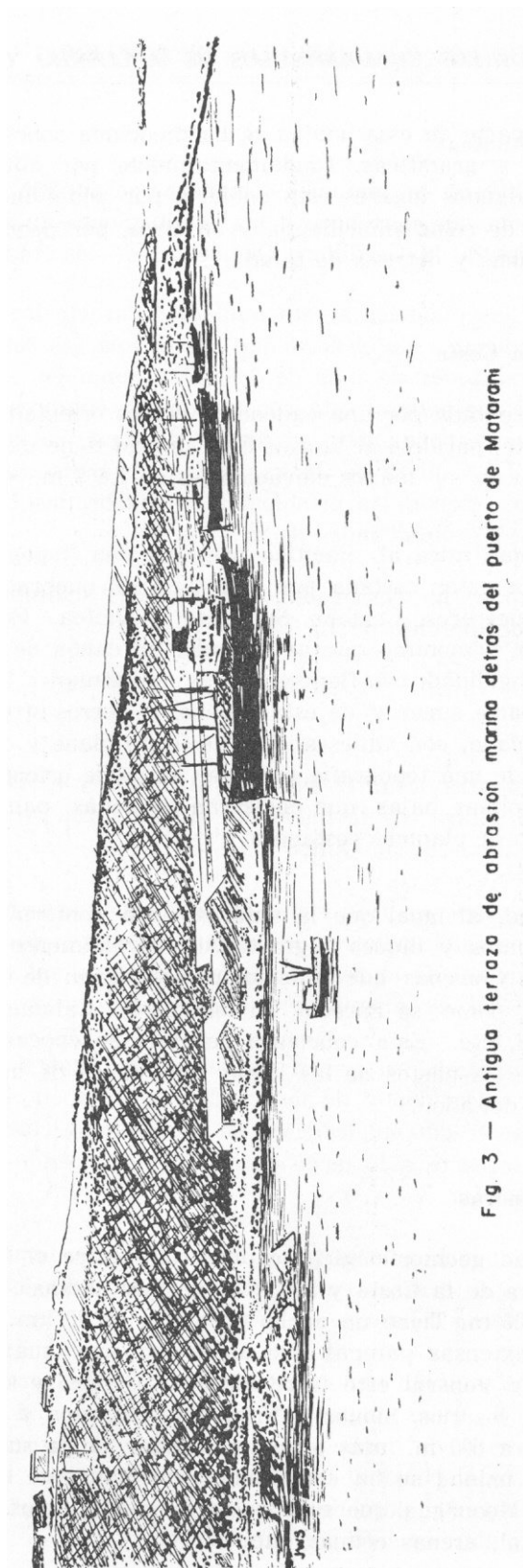


Fig. 3 — Antigua terraza de abrasión marina detrás del puerto de Matarani

Esta uidad se ha desarrollado sobre rocas sedimentarias, volcánicas y parte del batolito La Caldra.

Hidrografía

Los ríos que atraviesan el área son el Sihuas y el Vítor, los cuales al unirse a la altura de la hacienda Huañamarca (cuadrángulo de Mollendo) dan lugar al río Quilca.

Los caudales de estos ríos, como de todos los de la vertiente pacífica, ofrecen notables fluctuaciones, descargan grandes volúmenes durante la época de lluvias de la región andina (verano austral), mientras que en el resto del año disminuyen notablemente.

El río Sihuas tiene su origen en las partes altas del flanco oeste de la Cordillera Occidental de los Andes, penetra en el área por la parte central norte del cuadrángulo de Mollendo y corre ligeramente con dirección suroeste a lo largo de un profundo cañón hasta su confluencia con el Vítor.

Dentro del cuadrángulo el valle tiene sección en forma de “V”, no presenta playas ni terraza en sus flancos y su fondo está totalmente ocupado por el lecho del río.

El río Vitor también tiene sus nacientes en las partes altas de la Cordillera de los Andes, ingresa al cuadrángulo de La Joya cerca de la esquina noroeste, de donde sigue con dirección suroeste para luego cambiar al Oeste al pasar al cuadrángulo de Mollendo. El único tributario en este trayecto, pero de carácter temporal, es el río Molles, el cual desde hace algunos años permanece seco.

El río Tambo es uno de los más importantes del Sur del País, un pequeño tramo de su valle queda en el borde sur del cuadrángulo de La Joya, donde tiene aproximadamente 1.5 km de ancho, presentando terrazas más o menos extensas que se aprovechan en la agricultura.

Por algunas quebradas secas del área, como Huayrondo y Linga, tributarios del Tambo, corren durante las épocas de lluvias, pequeños caudales de agua que no llegan al río principal. También en los cauces de estos valles existen manantiales que vierten pequeñas cantidades de agua.

Los valles principales son de tipo consecuente, los de Tambo y Quilca atraviesan transversalmente la Cadena Costanera.

Todos los valles subsidiarios muestran un patrón dendrítico.

Clima y Vegetación

El área estudiada participa de las características climáticas generales de la costa sur del Perú, que es una región desértica y de clima cálido, con pequeñas precipitaciones atmosféricas que tienen lugar en el invierno.

En términos generales, en la región sólo se advierten marcadamente dos estaciones: el verano entre Diciembre y Marzo con temperaturas altas, y el invierno durante el resto del año con temperaturas más bajas. Durante esta última estación la región se encuentra casi permanentemente cubierta por una densa neblina que produce una fina precipitación del tipo garúa, suficiente para originar los pastos naturales que constituyen la vegetación de “lomas”.

La vegetación natural es muy exigua está representada por una flora xerofítica compuesta de tillandsias, líquenes, cactus, etc. Sólo en los valles del Tambo, Sihuas y Vítor hay plantaciones de panllevar, caña de azúcar, algodón, etc.

Generalidades

En la región de Mollendo y La Joya se han diferenciado rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, cuyas edades van desde el Precambriano hasta el Cuaternario reciente. Las relaciones y características litológicas se indican en la figura 4 y la tabla estratigráfica.

Las rocas más antiguas están representadas por el Complejo Basal de la Costa, constituido por gneis, micaesquistos, migmatitas, dioritas gnéissicas y granito rojo, entidad que en conjunto se considera de edad precambiana a paleozoico inferior. Este complejo abarca aproximadamente el 60% de la superficie del cuadrángulo de Mollendo.

Rocas del Paleozoico medio y superior así como del Triásico inferior y medio no se han reconocido en el área mapeada, la ausencia de formaciones de estas edades probablemente se debe a erosión en unos casos y a no deposición en otros. Las areniscas, areniscas arcósicas, con limolitas y algunos derrames volcánicos del grupo Yamayo de edad Triásico superior-Jurásico inferior, sobreyacen con fuerte discordancia angular al Complejo Basal. Los derrames, brechas de flujos, aglomerados con algunas intercalaciones de clásticos de la formación Chocolate del Jurásico inferior, descansan con suave discordancia sobre el grupo Yamayo. Cubriendo al volcánico Chocolate con ligera discordancia, se encuentran las calizas de la formación Socosani del Liásico superior-Bajociano inferior. La secuencia estratigráfica continúa con la formación Guaneros constituida por derrames volcánicos e intercalaciones sedimentarias de edad caloviana: luego aparecen los sedimentos pertenecientes al grupo Yura del Titoniano-Berrasiano. El Cretáceo superior y Terciario inferior están representados por una gruesa secuencia de derrames volcánicos pertenecientes al grupo Toquepala.

En el borde occidental del cuadrángulo de Mollendo aflora la formación Camaná del Oligocen medio, directamente sobre el basamento cristalino. La formación Moquegua asumida al Mio-Plioceno queda bien expuesta en los flancos del valle de Vitor, así como en el sector sureste del cuadrángulo de La Joya.

La unidad inmediata superior es el Volcánico Sencca, de naturaleza piroclástica, que se encuentra en el fondo y laderas de las quebradas del flanco occidental de los Andes. Esta formación se considera de edad pliocénica.

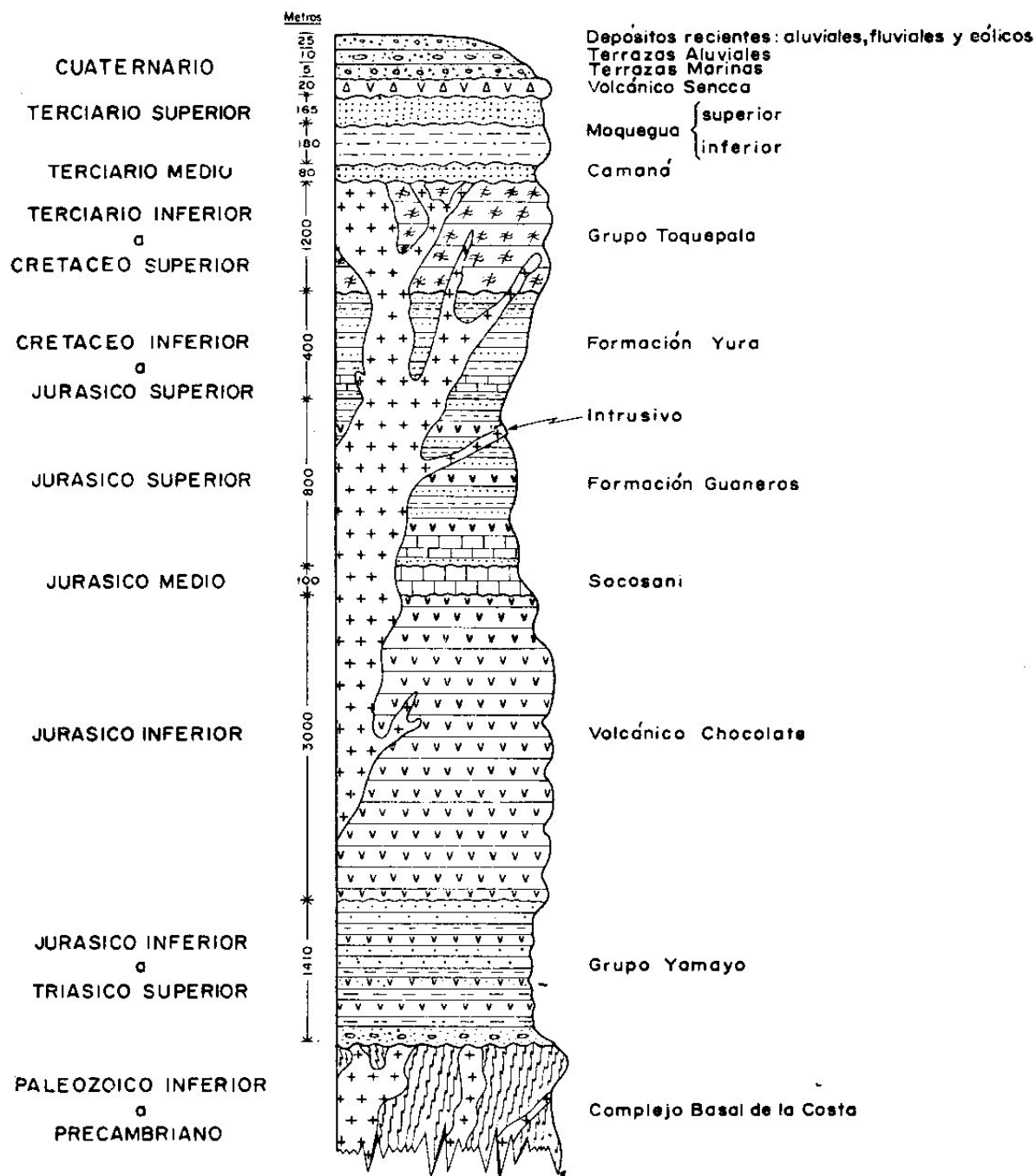


Fig. 4 - Columna geológica compuesta del área de estudio

Cubriendo parcialmente a las unidades descritas se encuentran acumulaciones aluviales antiguas, flujos de barro y remanentes de terrazas marinas, que en conjunto se asumen al Plio-pleistoceno.

Las terrazas marinas tienen extensiones muy limitadas y la escala del mapa no permite su representación cartográfica. Los depósitos más recientes están constituidos por extensas acumulaciones aluviales, por materiales de playa y arena eólicas, estas últimas se hallan formando dunas o mantos superficiales a lo largo de las pampas costaneras.

Edad	Unidad Estratigráfica y litológica	Espesor en metros
Reciente	Depósitos de playa, eólicos y fluviales	+ 25
	Depósitos aluviales formados por gravas y conglomerados en una matriz areno-arcillosa	± 50
Pleistoceno	Gravas y flujos de barro	+ 15
	Terrazas marinas: gravas semiredondeadas en matriz arenosa, contienen intercalaciones de bancos de conchas trituradas (lamelibranquios)	+5
-----Discordancia -----		
Plioceno	Volcánico Sencca.- Tufos riolíticos y riodacíticos, compactos, de color blanco en la parte superior y rosados en la base. Tiene fragmentos de lavas y pómez que le dan aspecto brechoide.....	± 50
-----Discordancia -----		
Mio-Plioceno	Moquegua superior.- Conglomerado poligénico formado de cantos de 5 y más cms. de diámetro, en matriz arenosa y en parte tufácea. El conglomerado tiene intercalaciones de capas de areniscas arcillosas y algunos bancos de tufos blancos redepositados en el tope	105
	Moquegua inferior.- Arcillas rojizas con lentes de yeso y algunas intercalaciones de areniscas pardas y conglomerados finos	180
-----Discordancia -----		
Oligoceno Medio	Formación Camaná .- Areniscas de grano medio a fino de color gris claro, intercalada con algunas capas de lutitas y arcillas bentoníticas de color blanco amarillento. En el tope hay horizontes conchilíferos	+ 80
-----Discordancia angular -----		

Terciario inferior a Cretáceo Superior	Volcánico Toquepala.- Brechas volcánicas de color variado, con derrames andesíticos y traquíticos de textura porfiroide o afanítica y coloración gris oscura, rosada a rojiza, etc. 1,200
-----Discordancia angular -----	
Cretáceo inferior a Jurásico superior	Grupo Yura.- Cuarzita de color blanco a gris, en parte con estratificación cruzada. Intercaladas con las cuarcitas se presentan algunas capas de calizas, areniscas plumizas, lutitas y pizarras carbonosas, localmente hay en la base derrames andesíticos con horizontes de areniscas + 396
-----Discordancia -----	
Jurásico Superior	Formación Guaneros.- Alternancia de areniscas calcáreas, fosilíferas, de color gris oscuro, con derrames andesíticos y lechos de calizas gris claras + 800
-----Discordancia -----	
Jurásico medio a Inferior	Formación Socosani.- Calizas compactas grises a grises verdosas, en parte pizarrosas + 100
-----Discordancia -----	
Jurásico inferior	Volcánico Chocolate.- Derrames andesíticos y dacíticos gris oscuros, afaníticos, en parte amigdaloides; contienen algunas intercalaciones de areniscas plumizas, lutitas pizarrosas y ocasionalmente lechos de calizas en la parte superior 1,500
-----Discordancia -----	
Jurásico inferior a Triásico superior	Grupo Yamayo.- Areniscas y areniscas arcóscas rojizas, grises y verdosas, con intercalaciones de cuarcitas blancas, limolitas grises y derrames andesíticos. Contiene fósiles inidentificables. En la parte baja se presentan areniscas arcóscas gruesas o conglomerádicas y conglomerado basal + 929
-----Discordancia angular -----	
Paleozoico inferior a Precambriano	Complejo Basal de la Costa.- Gneis, migmatitas y micaesquistos, intruidos por granito rojo
TOTAL + 5.435	

Complejo Basal de la Costa

Con esta denominación se describe un conjunto de rocas metamórficas e intrusivas antiguas, similares a las estudiadas por Bellido y Narváez (1960) en el área de Atico. En la región que nos ocupa los afloramientos de estas rocas metamórficas cubren casi el 60% del cuadrángulo de Mollendo, y consisten de gneis granítico-tonalítico, diorita gnéisica y esquistos micáceos, asociados con intrusiones de granitos alcalinos y pegmatitas.

El afloramiento principal del Complejo Basal se encuentra a lo largo de la Cordillera de la Costa, desde los acantilados marinos hasta el borde occidental de las pampas costaneras.

Las rocas del Complejo Basal subyacen con fuerte discordancia angular a las formaciones más modernas; diques, apófisis y pequeños stocks cortan los gneis y otros metamórficos del basamento.

En nuestras investigaciones de campo hemos diferenciado en el Complejo Basal, de un modo general, tres tipos de rocas; gneis, granito rosado y pegmatitas.

Gneis.- Esta roca es la más antigua del área, sus afloramientos se presentan en forma más o menos paralela al litoral pacífico, constituyendo el mayor volumen de las rocas de la Cordillera de la Costa.

El gneis es de coloración gris oscura, gris clara, rosada pálida, etc., con típica estructura bandeada y a veces en forma de lentejuelas del tipo “augen gneis”, los ojos tienen hasta 1 cm. según su eje mayor.

Las bandas claras están constituidas por ortosa y cuarzo hialino, y las oscuras, por micas (principalmente biotita) y hornblenda; como minerales accesorios se pueden distinguir granates.

La orientación del bandeamiento varía notablemente, predominando las direcciones Noroeste-Sureste con buzamientos de 20° a 40° Noreste o al Suroeste.

Entre el valle de Quilca y Mollendo el gneis presenta las siguientes características: saliendo de Pueblo Nuevo, capital del distrito de Quilca, en dirección SE, se aprecia que las bandas claras son más conspicuas que las oscuras y alcanzan grosores hasta de 2 cm.; esta característica se nota hasta llegar a la quebrada Llipa, donde las bandas claras disminuyen de grosor y las oscuras se muestran más definidas; desde poco antes de la caleta Arantas la coloración del conjunto se torna gris oscura, y el bandeamiento tiene una inclinación que se aproxima a la vertical (Fig. 5)

Entre Arantas y la caleta La Huata se observa un incipiente desarrollo de las bandas claras, pero en conjunto la roca muestra una coloración oscura, presentando en general características similares a las rocas metamórficas que afloran en las cercanías de C° Verde del cuadrángulo de La Joya.

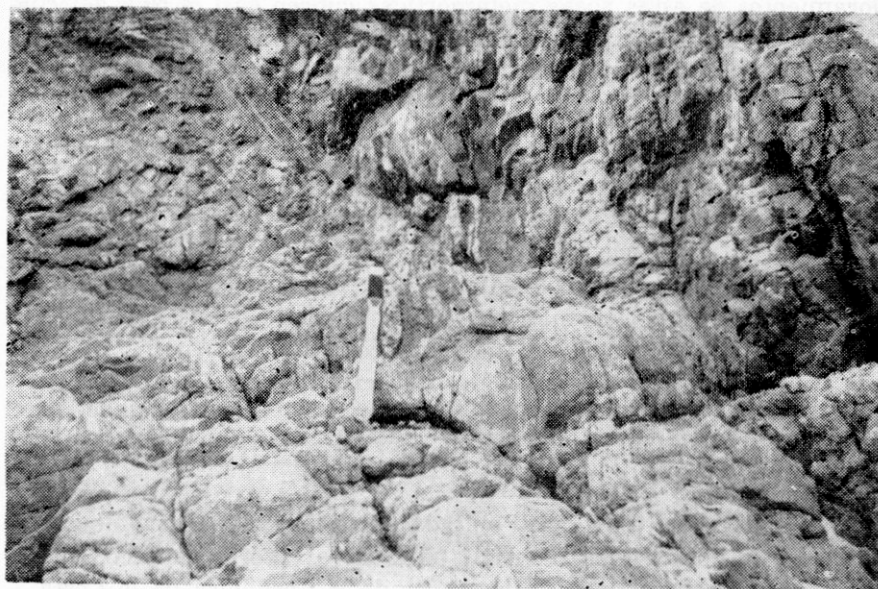


Fig. 5.— Afloramiento de gneis en la caleta Arantas, a 13 Km. al SE de Pueblo Nuevo. Nótese el fino bandeamiento de la roca con inclinación casi vertical.

Al Sur de La Huata el gneis se encuentra encapado por material detrítico que impide observar con claridad sus características, pero en los cortes de las quebradas se aprecia que la roca es de color gris claro a rosado, con bandas de 3 a 4 mm. de grosor; sin embargo, en algunos casos, el bandeamiento no es muy definido.

Entre el valle de Quilca y la Quebrada Centeno el bandeamiento del gneis tiene dirección N 10 – 20 W, con buzamientos variables al SW.

A la altura de la quebrada Chiguas el gneis tiene una coloración gris oscura y bandeamiento fino (alrededor de 3 mm.), algo contorsionado. Cerca de Mollendo las bandas claras se hacen más evidentes y la coloración de la roca, en general, varía de gris claro a rosado.

Entre la quebrada Centeno y Mollendito el rumbo de la foliación del gneis es muy irregular, y de Mollendito hacia el Sur varía entre N 40° - 50° W, con inclinaciones hacia el Noreste.

En la quebrada Guerreros (transversal a la Cordillera de la Costa) el gneis, en las partes altas, es gris claro o rosado con las bandas claras ligeramente más gruesas (15 mm.) que las oscuras: pero desde la estación ferroviaria de Pampa Blanca aguas abajo, el gneis es gris oscuro por el predominio de las bandas oscuras que tienen de 2 a 3 mm. de grosor.

El bandeamiento, en general, tiene rumbo Noroeste-Sureste con buzamiento entre 25° y 30° hacia el Este. Esta posición se encuentra disturbada en el tramo superior de la quebrada, debido a los sistemas de fracturas que se cortan en ángulos de 30° a 40°; en cambio, en los tramos medio e inferior de la roca se presenta menos fracturada y el bandeamiento se ofrece sin mayores interrupciones.

Las determinaciones petrográficas señalan la existencia de tres tipos de gneis :

Gneis granítico, es el más abundante y ofrece las siguientes variaciones: gneis de color gris oscuro y de grano fino, compuesto por cuarzo, muscovita y granate; gneis de color rosado, formado por ortosa, cuarzo y biotita; gneis gris oscuro bien foliado, con textura ligeramente pórfidoblástica, compuesto de ortosa, cuarzo, moscovita, granate y piroxenos.

En general, la proporción de ortosa varía muy poco con relación al cuarzo; sin embargo hay casos en que este mineral se encuentra en gran exceso.

El gneis de tipo granodiorítico consiste de cuarzo, plagioclasa, y ortosa, es de color gris oscuro y de grano medio.

El gneis tonalítico está compuesto de cuarzo, plagioclasas, muscovita, granate, con algo de clorita y sericita; las plagioclasas tienen una composición uniforme en todos los ejemplares colectados y corresponden a la variedad andesina del extremo sódico. La roca es de color gris verdoso y de grano medio a fino.

Por efecto del metamorfismo regional el cuarzo presenta textura cataclástica en algunas muestras y, en general, extinción ondulante pronunciada, con alargamiento en forma de lentejones. De igual manera, la ortosa y las plagioclasas presentan las lamelas de sus maclas curvadas.

En el ángulo Noreste del cuadrángulo de La Joya, en las proximidades de Cerro Verde y muy cerca del túnel de Tiabaya sobre las carretera a Arequipa aflora un gneis diorítico de color gris oscuro, asociado con esquistos micáceos y cortado por venas de pegmatita. El bandeamiento del gneis es bastante irregular y tiene orientación Este-Oeste, con inclinación próxima a la vertical. Jenks (1948) describe estas rocas con la denominación de gneis de Charcani. Las relaciones de campo de dichas rocas metamórficas con las sedimentarias circundantes no se presentan muy claras, además, es una exposición aislada y alejada de otros afloramientos similares; pero la apariencia general de las rocas hace suponer la coexistencia de metamórficos originados por metamorfismo regional, y de los derivados por contacto de la intrusión del batolito de La Caldera. Las razones que apoyan esta idea son las siguientes :

Existe un paso gradual de las rocas metamórficas a los clásticos de la formación Yura; así a unos 100 m. al sureste del túnel de Tiabaya, hay metalutitas intercaladas con esquistos micáceos, en una pequeña zona que se presenta intruída por un gran número de apófisis.

En muchos sitios del contacto de la formación Yura con rocas intrusivas se puede apreciar esquistos y un ligero bandeamiento.

En el centro del afloramiento metamórfico se distinguen dioritas gnéisicas las cuales podrían correlacionarse con las del complejo basal.

Con estos argumentos no se puede determinar la verdadera equivalencia de estas rocas metamórficas con las del Complejo Basal de la Costa, ni tampoco es posible relacionarlas con el gneis de Charcani; sin embargo, solamente con carácter provisional, se incluyen las rocas metamórficas del área de Cerro Verde en el Complejo Basal de la Costa, quedando como un problema a resolverse con futuras investigaciones de detalle.

Granito.- Esta roca se presente en forma de stocks, diques y pequeños apófisis intruyendo a los gneis. Es de color rojizo a gris claro, de grano medio a grueso; a simple vista se reconocen los siguientes minerales: ortosa, cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda.

La ortosa es el mineral más abundante y ocurre en cristales anhedrales de coloración rosada; el cuarzo es hialino, de brillo vítreo, en granos de 3 a 4 mm. de sección: la plagioclasa es de coloración blanco lechosa y ligeramente rosada y se presenta en menor proporción. Entre los elementos máficos se distinguen biotitas en placas de brillo metálico con contornos irregulares y hornblenda en cristales aislados.

La roca en sección delgada tiene una textura granular xenomórfica de grano mediano a grueso y está compuesta esencialmente por microclina, ortosa y cuarzo; como minerales accesorios se presentan biotita, muscovita y plagioclasas, y como secundarios, magnetita, clorita, limonita y material sericítico arcilloso.

La ortosa tiene formas anhedrales, a veces notablemente desarrolladas, en las que se hallan embebidos el cuarzo, plagioclasas, biotita, muscovita y hornblenda. En otros casos se nota intercrecimiento con la microclina y/o albita, con características peritéticas. La microclina también se presenta en playas grandes con su macla típica. El cuarzo se distingue en playas xenomórficas, resquebrajadas y con extinción ondulante. La biotita se encuentra en escasa proporción y generalmente alterada a clorita. La muscovita es esporádica y en forma de pajillas. Las plagioclasas generalmente están muy alteradas a material arcilloso y parecen corresponder a las variedades oligoclasa y andesina.

La composición mineralógica promedio es la siguiente :

Ortosa y microlina	51.4%	.
Cuarzo	25.0	.
Plagioclasas	17.3	.
Muscovita	1.2	.
Ferromagnesianos	4.3	.

La roca se clasifica como granito potásico

Un stock de granito rojo se regulares proporciones se encuentra en el ángulo sureste del cuadrángulo de Mollendo. El afloramiento tienen forma ovalada, con ejes de 15 y 5 km aproximadamente. La roca está bastante junturada y el sistema principal tiene dirección N 20° 25° W, con inclinaciones que varían entre 10° y 50° al NE.

Otro stock más pequeño aflora en la parte noroeste del mismo cuadrángulo, con características similares al anterior.

Pegmatitas.- Este tipo de rocas se presenta como diques, lentes, venillas y masas irregulares. Los minerales esenciales de las pegmatitas son ortosa, cuarzo y muscovita; accesoriamente se distinguen biotita y flogopita, esta última generalmente en el contacto con el gneis. La ortosa es de color blanco o rosado, ocurre en cristales hasta unos 15 cm. de sección y constituye alrededor del 50% de la roca. La mica se halla en paquetes hexagonales hasta de 10 cm. de sección, pero comúnmente está bastante triturada y tienen algunas manchas de óxidos de hierro. El cuarzo es de color blanco hialino.

Numerosos diques pegmatíticos se hallan distribuidos entre el valle del río Quilca por el NW y la Qda. Calahuani por el SE. En los cerros San José, Calahuani, San Antonio y en las cabeceras de la Qda. Calahuani, los diques tienen rumbo que varían entre N 40° - 50° W con inclinaciones de 45° SW. Los pequeños depósitos de mica de las minas de San José y San Antonio se hallan en estas rocas. Desde la confluencia de los ríos Sihuas y Vitor hasta la hacienda Platanal (cerca de Pueblo Nuevo), se observan en los flancos del valle Quilca numerosos diques pegmatíticos con rumbo general Suroeste, que destacan por su coloración clara y disposición en forma de bandas.

En el cerro Pichigua, al SE de la Hda. Platanal, también se reconocen algunos diques pegmatíticos de pequeñas dimensiones.

Edad y correlación.- Las rocas del Complejo Basal han sido estudiadas por varios autores en la Costa Sur del País, bajo diversas denominaciones (Complejo Lomas por los geólogos de Marcona Mining Co.; gneis de Charcani por Jenks; Complejo Basal por Bellido); todos ellos coinciden en asignarles una edad que va del Precambriano al Paleozoico inferior, teniendo en consideración su alto grado de metaformismo y su posición infrayacente, con fuerte discordancia angular, a rocas más jóvenes del Paleozoico, como las areniscas

Ambo del Misipiano en Ocoña, y las calizas y lutitas Tarma del Pensilvaniano en Atico y Camaná, etc. Finalmente, J. Paredes (1964) reporta la existencia de rocas del Devoniano inferior en el paraje de las Palmas del valle de Majes, estas rocas determinadas por sus fósiles son las más antiguas de edad conocida que sobreyacen al Complejo Basal, el cual en consecuencia es pre-Devónico.

Por otro lado, el Dr. Everden de la Universidad de Berkely de California, ha realizado la determinación de edades absolutas de numerosas muestras de rocas intrusivas del país, entre ellas de un granito rojo del Complejo Basal de la Cordillera de la Costa, la que arrojó la cifra de ± 440 millones de años, edad que según Kulp (1961) corresponde al Ordoviciano. El granito y los diques pegmatíticos cortan nítidamente al gneis, indicando que la edad de éste es más antigua. Por las relaciones expuestas se concluye que el Complejo Basal es Precambriano a Paleozoico inferior.

Grupo Yamayo

Esta denominación fue empleada por Bellido y Guevara (1962) en el estudio de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesí, para describir una serie de rocas sedimentarias infrayacentes al Volcánico Chocolate.

En el cuadrángulo de La Joya hay un pequeño afloramiento del grupo Yamayo a unos 8 km al NW del puente Fiscal, en la cabecera de unas quebradas secas tributarias del Tambo.

El grupo consiste de un conglomerado basal compuesto de rodados de diorita gnéisica, cuarcita y rocas volcánicas en matriz oscura, con intercalaciones de capas de areniscas gruesas de color pardo rojizo y verde. El conjunto tienen de 50 a 80 m. de grosor.

Hacia arriba siguen limolitas grises, verdes, pardas y negras, bien estratificadas en capas de 10 a 20 cm., con las cuales se intercalan areniscas y cuarcitas.

La parte superior de esta sección es mayormente arenosa con algunas intercalaciones de lutitas y horizontes volcánicos.

La sección tiene alrededor de 900 m. de grosor. La unidad sobreyace con discordancia angular a las rocas metamórficas del Complejo Basal, e infrayace con leve discordancia al volcánico Chocolate.

En detalle la litología del grupo es la siguiente :

SECCION I.- Quebrada Fiscal, 7.5 km al NW del puente El Fiscal.**Volcánico Chocolate****Derrames y piroclásticos andesíticos****Discordancia paralela****Grupo Yamayo**

		Grosor en m
11 .-	Areniscas grises de grano fino	125
10 .-	Areniscas marrones con intercalaciones de lutitas	110
9 .-	Areniscas de color pardo amarillento, compactas, de grano medio a fino	210
8 .-	Cuarcitas blanco grisáceas con impregnaciones de óxido de fierro	60
7 .-	Areniscas arcósicas de color gris rojizo a pardusco de grano medio y limolitas grises bien estratificadas en capas de 10 cm., con algunos bancos de derrames andesíticos en el tope	200
6 .-	Derrames andesíticos verdosos, en capas gruesas	80
5 .-	Areniscas gruesas a conglomerádicas pardas	55
4 .-	Arenisca parda de grano medio, disyunción en lajas, con un metro de conglomerado fino de color verdoso a 10 m. antes del tope	25
3 .-	Arenisca arcósica de grano grueso, color rojizo, compuesta de ortosa rosada y cuarzo	4
2 .-	Arenisca arcósica parda, verdosa por intemperismo, en estratos delgados	5
1 .-	Conglomerado basal con rodados de diorita, gneis, rocas volcánicas y pórfido rojo, en matriz arenosa de color gris verdoso	55
	Total	929

Discordancia angular**Complejo Basal**

Edad y Correlación.- Los sedimentos estudiados en La Joya son litológicamente similares a los descritos por Bellido y Guevara (op.cit) en el cerro Yamayo del cuadrángulo de Punta de Bombón, tienen la misma posición estratigráfica y los afloramientos son muy vecinos. Al igual que en la localidad típica no se han encontrado fósiles indicativos, salvo escasos fragmentos de lamelibranquios nada diagnósticos. Por estas razones consideramos a los sedimentos del grupo Yamayo de La Joya de igual edad que en Punta de Bombón y Clesesí, o sea del Triásico superior-Jurásico inferior.

La unidad se correlaciona con la formación Machani de Pachía y Palca (Wilson y García, 1962) y con las lutitas y areniscas con restos de plantas descritas por Narváez (1964) como grupo Yamayo en el valle de Osmore del cuadrángulo de Ilo.

Volcánico Chocolate

Con este nombre estratigráfico se describe una secuencia de rocas volcánicas con intercalaciones de clásticos, cuya sección típica aflora en las canteras de Chocolate, a 20 km al Noroeste de la ciudad de Arequipa, donde fueron estudiadas inicialmente por Jenks (1948).

En el área investigada se han reconocido varios afloramientos del Volcánico Chocolate. Los principales se encuentran en el borde sur del cuadrángulo de La Joya, de donde pasan en forma ininterrumpida al cuadrángulo de Punta de Bombón.

Una exposición más pequeña se encuentra en el borde norte del mismo cuadrángulo, a unos 3 km al NW de Cerro Verde y cerca al túnel de Tiabaya.

El volcánico Chocolate sobreyace con débil discordancia a los sedimentos de grupo Yamayo (parte alta del puente Fiscal), otras veces se apoya directamente con discordancia angular sobre las rocas gnéisicas del Complejo Basal (ladera derecha del valle de Tambo, Abra de Tiabaya). El contacto superior es una discordancia con las calizas Socosani (Cerro Nicholson), o está cubierto con igual relación por los clásticos del grupo Yura y formaciones más modernas.

La litología del afloramiento más meridional (margen derecha de la Qda. Fiscal) consiste de derrames andesíticos y dacíticos de color gris a gris oscuro, en bancos gruesos. En las partes inferiores el volcánico es mayormente andesítico con numerosas amígdalas rellenas de calcita; los derrames superiores son afaníticos y porfiríticos, en estos últimos se distinguen fenos de plagioclasas, hornblenda y biotita. A lo largo del contacto con los intrusivos se nota un ligero metamorfismo consistente en silicificación y piritización. El grosor estimado de este afloramiento es de 1,000 metros.

En los cerros Tres Puntas ubicados en el borde SE de la pampa La Joya, el volcánico Chocolate consiste de andesitas porfiríticas grises, en la parte inferior de la sección se intercalan areniscas arcósicas de grano medio y color pardo, estos clásticos en algunos niveles contienen lamelibranchios inidentificables. En el tope de la misma sección se reconocen lentes de caliza gris claras con restos de corales.

En el contacto con la granodiorita las andesitas se presentan metamorfizadas, notándose manchas de metavolcánicos con ligeros bandeamientos.

En el Abra de Tiabaya las andesitas tienen hasta tres horizontes delgados de calizas, y los apófisis de rocas intrusivas que lo atraviesan han originado aureolas de metamorfismo.

En La Joya el Volcánico Chocolate tiene un grosor no mayor de 1,500 m.

Edad y correlación.- Los fósiles hallados en los horizontes sedimentarios, por su mal estado de conservación no han sido útiles para determinar la edad de la formación. Sin embargo, sabemos que el Volcánico Chocolate sobreyace con discordancia paralela al grupo Yamayo asignado al Triásico superior-Jurásico inferior, e infrayace con igual relación a la formación Socosani de edad toarciana a bajociana. Esta posición estratigráfica ubica a la formación en el Liásico inferior a medio.

El volcánico Chocolate de La Joya es equivalente a las unidades descritas con igual nombre en el área de Arequipa, en Punta de Bombón y Clemesí. Regionalmente se le correlaciona en parte con la formación Junerata del área de Pachía y Palca (Wilson y García, 1962), asignada al Triásico superior-Liásico inferior; también se le correlaciona con el volcánico Chala de edad Liásico inferior, descrito por J. Garayar (1961).

Formación Socosani

La localidad típica de esta formación queda ubicada en el balneario del mismo nombre, cerca de Arequipa. Fue descrita por primera vez por Jenks (1948).

En la Joya la formación tiene un pequeño afloramiento en el Cerro Nicholson, ubicado en el borde Norte del cuadrángulo. Litológicamente consiste de una secuencia calcárea cuyos niveles inferiores están recrystalizados a mármol de grano fino y color grisáceo; en la parte media se exponen calizas pizarrosas de color gris oscuro que pasan a calizas gris verdosas con venas de dolomita hacia el tope. Las calizas Socosani sobreyacen al Volcánico Chocolate y están afectadas por los intrusivos del batolito de La Caldera. El afloramiento se extiende en forma ininterrumpida hacia el cuadrángulo de Arequipa, donde Jenks (op.cit), cerca de la estación de Tiabaya, ha medido 426 m. de grosor.

Edad y correlación.- La fauna encontrada por el suscrito en la localidad típica (margen derecha del río Yura) incluye las siguientes especies: *Myophoria* sp., *Vola alata*., *Rhynchonella subtetraeda*, *Rhynchonella* sp., equinoideos y lamelibranquios indeterminables. (clasificación de la Dra. R. Rivera).

Por otro lado, V. Benavides (1962) ha colectado de otro afloramiento ubicado en la garganta del río Chili, aguas arriba de la bocatoma de la planta hidroeléctrica de Charcani, los siguientes fósiles : *Dactylioceras* sp., *Zugodactylites* sp.*¹, *Phymatoceras* sp., *Graphoceras* sp., *Sonninia* sp. y *Belemnopsis* nov.sp. Según estos datos paleontológicos dicho autor considera la edad de la formación Socosani comprendida entre el Liásico superior y el Bajociano inferior a medio, edad que también asumimos para los afloramientos de la formación en el área de La Joya.

Las calizas Socosani se correlacionan en parte con las formaciones Pelado y San Francisco del área de Pachía y Palca, con la formación Río Grande del área de Nazca, así como con la formación Condorsinga de los Andes centrales.

Formación Guaneros

Esta denominación fue propuesta por Bellido y Guevara (1962) en el estudio de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesí, para una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias que afloran típicamente en la quebrada Guaneros.

En la esquina sureste de La Joya aflora una litología semejante a la descrita por dichos autores, por lo cual se le asigna el mismo nombre.

Litológicamente esta formación está compuesta por una gruesa secuencia de derrames volcánicos, algo brechoides, con intercalacones de paquetes sedimentarios fosilíferos. Las rocas volcánicas consisten en derrames y brecha andesíticas e color gris oscuro a brunáceo. Las rocas sedimentarias son areniscas plomizas a grises y calizas detríticas gris oscuras con abundantes gasterópodos y lamelibranquios mal conservados. El espesor de esta secuencia se estima en 80 m., el rumbo promedio de las capas es N 30° E con buzamiento de 25° - 40° hacia el Sureste.

Regionalmente la formación Guaneros sobreyace con discordancia al volcánico Chocolate, pero en el área que nos ocupa están en contacto fallado; superiormente está cubierta con discordancia angular por la formación Moquegua.

En esta zona no se observa la relación directa entre las formaciones Guaneros y Yura, pues el intrusivo granodiorítico de Los Tres Cerros está emplazado entre ambas unidades.

Edad y correlación.- En dos localidades hemos colectado fósiles de la formación Guaneros: una en la divisoria de las quebradas del Toro y Huayrondo, a 3.5 km en línea recta al Noreste del poblado El Toro, y otra en la margen derecha de la quebrada Huayrondo, a 700 m. al Sur de la anterior.

Los especímenes de la primera localidad consisten de fragmentos de gasterópodos que han sido preliminarmente determinados como Nerineides.

Los fósiles del segundo lugar son : Pecten aff. P. Tenuistriatus Phil., Trigonía sp., Cf. Lucina sp., Ostrea sp. y Plaigostoma sp. De esta misma localidad, la paleontóloga Dra. Rosalvina Rivera ha determinado Nerinea aff. y N. Caballensis Cox, asignándoles una edad que va del Jurásico medio al superior.

Los especímenes mencionados no son diagnósticos para dar una edad precisa a la formación. Las nerineas tienen amplia distribución vertical. Douglas (1920) señala la presencia de Nerineas en el área de Lagunillas, atribuyéndolas al Oolítico inferior; sin embargo, Newell (1949) refiere que las nerineas obtenidas por Douglas se encuentran por encima de horizontes con *Reineckia*, fósil guía del Caloviano. Por otro lado, Benavides (1962) cita la presencia de abundantes nerineas en las calizas Gramadal de la formación Yura, asignándoles una edad probable cercana al límite Jurásico-Cretáceo.

Según estas referencias la nerineas halladas en la región se encuentran en depósitos del Jurásico superior, por lo cual consideramos a la formación que nos ocupa de la misma edad, a pesar de que no hemos encontrado la fauna caloviana que Bellido y Guevara (1963), mencionan en la formación Guaneros de Punta de Bombón y Clesesí. Por otro lado los fragmentos de *Pecten* hallados en La Joya muestran cierta afinidad con *Pecten tenuistriatus* Phill del Jurásico medio de la provincia de Coquimbo, Chile, por lo que no se descarta la posibilidad de que en el área de La Joya las capas de la formación Guaneros sean relativamente más antiguas que en la localidad típica.

La formación Guaneros de La Joya se correlaciona con los niveles inferiores de la formación Yura del área de Arequipa (Jenks 1948 y Benavides 1962) y con la formación Ataspaca de Pachía y Palca (Wilson 1962).

Grupo Yura

En el cuadrángulo de La Joya se encuentra una unidad de rocas clásticas que Jenks (1948) estudió bajo la denominación de formación Yura, posteriormente Wilson y García (1962) elevaron esta unidad a la categoría de grupo, nombre con el cual la describimos.

Los mayores afloramientos del grupo se presentan en el sector noreste de La Joya, a lo largo de dos fajas de rumbo NW-SE, separadas por el cuerpo principal del batolito de La Caldera. La banda del lado noreste del batolito es casi continua, se extiende desde unos 6 kms al noreste del Abra de Tiabaya hasta el borde oriental de la hoja, de donde entra al cuadrángulo vecino de Puquina. La otra banda está interrumpida por varios cuerpos intrusivos y, además, está parcialmente cubierta por la formación Moquegua y clásticos del Cuaternario. Dos afloramientos más pequeños se han mapeado al sur del macizo de La Caldera, uno en C° Negro y el otro en la Qda. Higuera. En este último lugar el grupo Yura se encuentra encima del Volcánico Chocolate y debajo de Toquepala, en ambos casos con fuerte discordancia.

En La Joya las rocas del grupo están fuertemente perturbadas por el intrusivo, en general la secuencia es incompleta y, por lo tanto, no se ha podido separar los miembros establecidos por Benavides (1962) en la localidad típica.

En los diversos afloramientos mapeados la litología del grupo consiste de lutitas abigarradas, finamente estratificadas, en las partes bajas; hacia arriba las lutitas tienen intercalaciones de areniscas plumizas, lechos de calizas y bancos de ortocuarcitas, estas últimas rocas predominan en la parte superior, constituyendo un miembro prominente.

Cerca al abra de Tiabaya se ha encontrado la siguiente litología:

SECCION II .- Lado norte del túnel de Tiabaya

Formación Yura

Techo erosionado

		Grosor en m
11 .-	Cuarcita gris oscura de grano fino, compacta, en capas de 15 a 20 cm. muy fracturadas	38
10 .-	Lutita abigarrada de estratificación fina	10
9 .-	Cuarcita gris verdosa a rojiza con algunas capas de lutitas en la base	12
8 .-	Cuarcita gris verdosa, compacta, intercalada con capas de areniscas y lutitas abigarradas	16
7 .-	Cuarcitas de grano fino en bancos de 2 m. intercalados con areniscas gris oscuras de grano medio	44
6 .-	Lutitas abigarradas en capas delgadas, fosilíferas, intercaladas con areniscas grises	64
5 .-	Lutitas abigarradas de estratificación fina, intercaladas con bancos aislados de areniscas gris oscuras y dos lechos de caliza de 30 cm	44
4 .-	Lutitas abigarradas intercaladas con capas de areniscas gris oscuras y una capa de 20 cm. de caliza gris oscura	30
3 .-	Lutitas abigarradas de estratificación fina, con manchas de óxido de hierro	54
2 .-	Lutitas rojizas, amarillentas y grises de estratificación delgada, con una capa de caliza negra de 50 cm	26
1 .-	Lutitas abigarradas finamente estratificadas, con manchas de óxido de hierro	58
	Base no expuesta	
	Total	396

La sección descrita consiste principalmente de lutitas con intercalaciones de areniscas en capas delgadas y algunos lechos de lutitas, sólo en las partes superiores aparecen niveles de cuarcitas en capas delgadas, con intercalaciones de lutitas y areniscas, que no parecen corresponder por su litología y estructura al miembro Hualhuani de la localidad típica. En cambio, es perfectamente reconocible en los afloramientos meridionales de C° Negro y Qda. Higueras, donde encima de secciones similares a la descrita yacen cuarcitas en ban-

cos gruesos, macizos, de colores gris oscuro, gris claro y rosado. De lo expuesto se puede afirmar que en La Joya sólo es reconocible en forma definida el miembro superior Hualhuani; en la secuencia inmediatamente infrayacente no se puede establecer un paralelismo con las demás divisiones del grupo de la localidad típica.

Edad y correlación.- En la parte media de la sección medida en el abra de Tiabaya se han encontrado fósiles determinados por la Dra. Rivera como: Berriasella cf. B. Chillonensis Rivera; Berriasella sp.; y Parahoplitidos indeterminables.

Por los especímenes indicados, la edad del miembro lutáceo del grupo Yura en el área que nos ocupa, corresponde al Berriasiano y más probablemente al Titoniano-Berriasiano, mientras que las cuarcitas Hualhuani quedan en el Cretáceo inferior. En esta forma el miembro lutáceo de La Joya sería equivalente a los miembros Labra y Gramadal de la localidad típica, al los cuales Benavides (op.cit) ubica en el límite Jurásico-Cretáceo.

Grupo Toquepala

En los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesí aflora una secuencia volcánica que ha sido estudiada por Bellido (1963) con la denominación de grupo Toquepala.

En nuestra área existe una secuencia de rocas volcánicas que se consideran pertenecientes a dicho grupo, sus afloramientos se encuentran en la parte media del sector oriental del cuadrángulo de La Joya.

La litología del grupo consiste de derrames andesíticos, dacíticos y traquíticos, de colores gris rosáceo a gris oscuro y chocolate, con los cuales se intercalan algunos bancos de clásticos gruesos.

Los derrames se presentan en bancos medianos a gruesos, generalmente tienen textura porfirítica, aunque algunos niveles son netamente afaníticos. Los escasos horizontes sedimentarios son conglomerados marrones de elementos volcánicos intercalados con areniscas tufáceas. En el área de la Joya el grosor del Volcánico Toquepala es alrededor de 300 m.

La orientación e inclinación de los derrames es variable. Por ejemplo en el afloramiento del área de C° Lengua los bancos inferiores tienen rumbo promedio de N 15° W con buzamientos de 20° a 30° al NE, mientras que los bancos más superiores tienen orientación casi E-W con inclinaciones de 20 a 25° al S. Toda la secuencia volcánica descrita está fracturada, especialmente en los niveles superiores, y la erosión ha labrado en estas rocas formas caprichosas y agrestes.

Edad y correlación.- Las relaciones estratigráficas del Volcánico Toquepala son: sobreyace con discordancia angular al grupo Yura,, tal como se observa en la Quebrada Linga, e infrayace con la misma relación a la formación Moquegua. Por otro lado, los afloramientos de este volcánico están cortados por intrusivos del macizo de La Caldera.

Por consiguiente, la edad del Volcánico Toquepala quedaría comprendida entre el Cretáceo inferior más moderno y el Terciario inferior; sin embargo, teniendo en cuenta que los procesos de plegamiento y erosión que afectaron a las unidades pre-Toquepala deben haberse producido en un lapso prolongado, suponemos como más probable una edad Cretáceo superior a Terciario inferior para el Volcánico Toquepala.

Los volcánicos Toquepala de La Joya se correlacionan con parte del grupo Toquepala de las áreas de Tacna y Moquegua descritos por Wilson y García (1962) y Bellido (1963).

Formación Camaná

Con este nombre Ruegg (1952) describió una secuencia marina de areniscas y lutitas que afloran en el área de Camaná. Esta formación también se encuentra en la hoja de Mollendo, en el área del distrito de Quilca, y representa la prolongación SE de los afloramientos de Camaná. La formación es fácilmente reconocible por su coloración blanco amarillenta, y la carretera que va de Camaná a Quilca la atraviesa longitudinalmente.

La litología de la formación consistente, en la parte inferior, de areniscas de grano medio de color gris claro a plumizo, estratificadas en capas delgadas; hacia arriba la secuencia continúa con arcillas impuras de color blanco amarillento en capas finas; en el tope de la sección se distinguen bancos de conchas trituradas en matriz arenosa, medianamente compactadas.

Las capas que constituyen esta formación tienen una posición cercana a la horizontal, aunque localmente se notan suaves ondulaciones. El grosor estimado de la formación en el área de Mollendo es de 100 m.

La unidad yace en discordancia sobre el Complejo Basal de la Costa y su techo está descubierto.

Edad y correlación.- Durante el estudio de campo no se han encontrado fósiles en esta formación: sin embargo, el hallazgo de *Miogypsina* (*Miogypsina*) *gunteri* Cole y *Miogypsina* (*Mioplepidocyclina*) *ecuadorensis* (Ten Sin Hok) del Oligoceno medio a superior, por Ruegg (1952), en la misma formación del área de Camaná, nos permite asignarle la misma edad, basándonos en la continuidad de los afloramientos entre ambas localidades.

La formación Camaná de Mollendo se correlaciona con sus similares descritas por Mendivil (1960) en el área de Ocoña y por Bellido (1963) en el área del valle del Tambo.

Formación Moquegua

Esta formación fue definida por Adams (1906) en el valle de Moquegua. Recientemente Bellido y Guevara (1963) han estudiado la misma formación dividiéndola en dos miembros : uno inferior, arcillo-arenoso, rojizo y otro superior, areno-tufáceo conglomerádico, separados por una suave discordancia.

En los cuadrángulos de Mollendo y La Joya se encuentran los dos miembros de la formación, el inferior aflora en el valle de Vitor ocupando un pequeño sector en el empalme norte de ambos cuadrángulos, en cambio, el miembro superior tiene una amplia propagación en el área estudiada.

El miembro inferior fue estudiado por Jenks (1948) con el nombre de formación Sotillo, sin embargo, en el presente trabajo hemos preferido utilizar la denominación de Moquegua inferior (Bellido 1963), por tratarse de la misma unidad que aflora en forma regional.

El Moquegua inferior, consiste de areniscas y lutitas de colores rojizo, gris y gris amarillento, con las cuales se intercalan algunos horizontes de conglomerado fino. Las areniscas son arcósicas, de grano medio a grueso, friables; generalmente estratificadas en capas medianas. Las lutitas son blandas y de estratificación delgada, contienen lentes y venillas de yeso. El conglomerado está formado por guijarros de roca volcánica y en menor proporción, de cuarcitas y roca intrusiva.

El espesor estimado del Moquegua inferior es de 180 m.

El Moquegua superior queda bien expuesto en las paredes de los valles Vitor y Sihuas, donde yace sobre las rocas del Complejo Basal y debajo de los depósitos aluviales del Cuaternario. Más al Este aflora al pie de las laderas del batolito de La Caldera y alcanza su mayor desarrollo en el sector sureste de la hoja de La Joya. (Fig. 6).

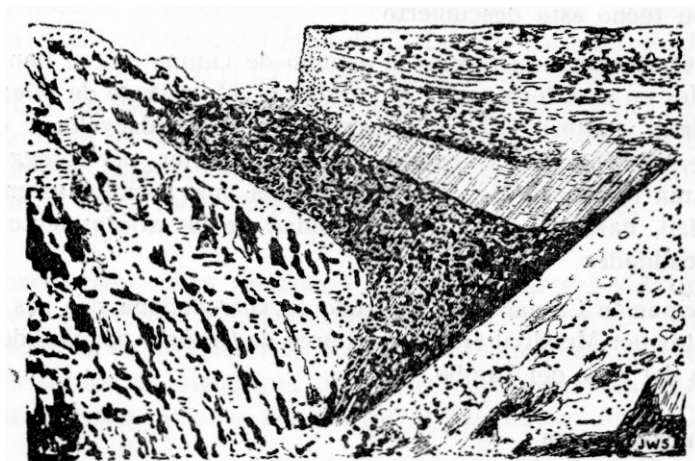


Fig. 6.— Discordancia entre las rocas erosionadas del Batolito de La Caldera y los sedimentos del miembro superior de la formación Moquegua.

Litológicamente está constituido por conglomerados con intercalaciones de areniscas y bancos aislados de tufos. El conglomerado es poligénico en matriz areno-arcillosa, medianamente consolidado. La mayor proporción de sus elementos tienen dimensiones variables entre 5 y 20 cm. Las areniscas son arcósicas y tufáceas hasta arcillosas, de grano grueso a medio, generalmente grises y blanquecinas, estratificadas en bancos medianos a gruesos. En el tope de la unidad se presentan algunos bancos lenticulares tufos redepositados.

En el área de Mollendo y La Joya no se observa el piso del Moquegua inferior, en otras localidades reposa con discordancia sobre el volcánico Toquepala (área de Moquegua) o sobre el techo truncado de intrusivos (cabeceras del río Sihuas, río Ocoña, etc.), y, a veces, se le nota encima de unidades tan viejas como el Precambiano (valle de Majes).

El Moquegua superior queda localmente cubierto por el Volcánico Sencca (Qda. El Toro, etc.) pero en grande áreas como las pampas de Sihuas, de La Joya, etc., está cubierta por los aluviales del Cuaternario.

En conjunto las capas que componen la formación Moquegua ofrecen notables cambios litológicos y texturales, tanto en sentido horizontal como vertical, que denotan su origen continental. La distribución regional de la formación Moquegua indica que su deposición tuvo lugar en una amplia cuenca que se desarrolla entre la Cordillera de la Costa por el Oeste y las estribaciones Andinas por el Este.

Edad y correlación.- Hasta el presente no se han encontrado fósiles en las capas de la formación Moquegua. Su ubicación cronológica está basada sólo en su posición estratigráfica. Al respecto sabemos que sobreyace con discordancia angular a los volcánicos del grupo Toquepala que alcanzan el Terciario inferior, e infrayace discordantemente a los

tufos Sencca considerados del Plioceno medio a superior. Además, como se ha indicado, reposa sobre una superficie erosionada de los intrusivos del batolito de La Caldera del Cretáceo superior-Terciario inferior. Lamentablemente no se conocen sus relaciones con la formación Camaná del Oligoceno medio, pero se le supone más moderna que ésta. Por las consideraciones anotadas, ubicamos a la formación Moquegua en el Terciario superior, en los niveles del Mioplioceno, edad que también le asignan otros autores.

La formación Moquegua del área que nos ocupa es equivalente a todos los depósitos estudiados con igual nombre en la faja costanera del Sur del Perú por Wilson y García (1962), Bellido y Guevara (1963), etc. El miembro superior de la formación se correlaciona con la formación Maure de la región del Altiplano Perú-Boliviano y con la formación Riolítica del Norte de Chile (Bruggen, 1950).

Volcánico Sencca

Esta denominación fue empleada por Mendivil (1965) en su estudio de Maure y Antajave para describir una unidad de piroclásticos que sobreyacen a la formación Maure. La formación tiene una amplia distribución en la región andina del Sur del Perú. En el cuadrángulo de La Joya la formación tiene escasa distribución, generalmente se encuentra rellenando algunas quebradas, como remanentes adosados a las laderas y, a veces, cubriendo pequeñas áreas planas.

Litológicamente está constituida por tufos riolíticos y dacíticos de color blanco en la parte superior y rosado en la base, con abundantes fragmentos pequeños de pómez y lavas.

La roca es porosa, liviana y de poca consistencia. En su composición se reconocen a simple vista fragmentos de feldespato, granos de cuarzo y abundantes partículas de vidrio.

En todos los lugares mapeados el grosor de la formación no sobrepasa los 50 metros.

En La Joya el Volcánico Sencca reposa mayormente sobre la formación Moquegua con discordancia erosional, otras veces se le encuentra sobre la superficie truncada de los intrusivos del batolito de la Caldera. Superiormente queda cubierto en forma parcial por depósitos del Cuaternario reciente.

Edad y correlación.- Para asignar una edad al Volcánico Sencca nos valemos simplemente de su posición estratigráfica. En el área de La Joya los tufos Sencca superyacen a la formación Moquegua y están parcialmente cubiertos por materiales del Cuaternario. Los niveles superiores de Moquegua se consideran del Plioceno inferior, en consecuencia, los

tufos Sencca son de edad más moderna. En la localidad típica Mendivil (1965) encuentra al Volcánico Sencca encima de la formación Maure del Plioceno o quizá del Mioplioceno, y debajo de la formación Capillune que la supone del Plioceno superior; por lo tanto ubica al volcánico Sencca en el Plioceno medio a superior, edad que también asignamos para los afloramientos Sencca del área de La Joya. El volcánico Sencca es equivalente a las tobas Mauri del área de Bolivia (Ahlfeld y Branisa, 1960) y se le considera contemporáneo en parte con la formación Sechura y Zorritos del Noroeste y con la formación Iquitos de la Amazonía.

Depósitos aluviales

En las pampas costaneras de Mollendo y La Joya aparece encima de los tufos Sencca y de la formación Moquegua una gruesa cobertura de depósitos aluviales de piedemonte. Estos se componen de conglomerados inconsolidados con intercalaciones de gravas, arenas, arcillas y a veces tufos.

Los elementos del conglomerado consisten principalmente de rocas volcánicas y secundariamente, de rocas intrusivas, cuarcitas, algo de calizas, etc. en matriz areno arcillosa. Los cantos tienen formas redondeadas, subredondeadas hasta angulosas, en su mayor parte tienen secciones de 1 a 20 cm., en menor proporción se encuentran elementos mayores.

En ciertos lugares estos depósitos muestran una vaga estratificación, donde los bancos de gravas arenas y arcillas se presentan en forma lenticular.

El grosor de los depósitos varía desde pocos metros hasta un máximo de 15.

Estos materiales se suponen acarreados desde los flancos andinos por acción de numerosas corrientes, las cuales al salir al llano costanero dejaron su carga en forma de abanicos aluviales, estos por las sucesivas descargas se extendieron ampliamente, anastomosándose hasta constituir un manto más o menos continuo, tal como se les reconoce actualmente.

La propagación regional de estos depósitos al pie de los Andes indica que se han formado en una época de fuertes precipitaciones y abundante escorrentía, condiciones que prevalecieron en las partes altas de los Andes durante las etapas de glaciación y desglaciación del Pleistoceno.

Las observaciones de campo indican que estos aluviales de piedemonte se han depositado antes de que se formaran los cauces de los ríos actuales; pues se les nota claramente cortados por ellos. Por otro lado, el ahondamiento de los valles hasta el estado actual debe

hacer requerido un lapso considerable, por lo cual suponemos a dichos aluviales de edad pleistocénica.

Terrazas marinas

A lo largo del borde litoral, entre el valle de Quilca y Mollendo, se encuentran pequeños remanentes de terrazas marinas que reposan sobre la superficie de abrasión de las rocas del Complejo Basal.

Las terrazas están constituidas por capas horizontales de gravas bien redondeadas en matriz areno-arcillosa, arenas conglomerádicas y bancos de conchas trituradas. El espesor de estos depósitos no pasa los 10 m. Parcialmente están cubiertos por material arcilloso de color amarillento. Estos remanentes de terrazas se presentan por lo menos en dos niveles, el más bajo queda de 200 a 250 m. y el más alto de 300 a 350 m.s.n.m. Por correlación con depósitos similares de otros lugares de la costa se les considera del Pleistoceno.

Las reducidas extensiones que tienen las terrazas descritas no han permitido su representación en el mapa.

Flujos de Barro

En la esquina NE del cuadrángulo de la Joya aparecen sobre los tufos Sencca, y aun encima de los intrusivos del Batolito de la Caldera, unos depósitos formados principalmente por materiales volcánicos, que han sido mapeados por Jenks (op.cit) como corrientes de lodo.

Litológicamente están constituidos por una mezcla caótica de fragmentos y bloques de tufos y lavas de naturaleza variada, en una matriz areno tufácea de color gris a gris amarillento. El material es relativamente blando y fácilmente erosionable. En el área estudiada las exposiciones son pequeñas y su grosor no sobrepasa los 30 m., se les considera como las porciones terminales de mantos más extensos que se encuentran en las hojas vecinas de Puquina y Arequipa.

El origen de estos materiales se atribuye a acumulaciones de piroclásticos y otros productos volcánicos en los flancos del Pichi-Pichu, los cuales por acción de fuertes deshielos de los glaciares que ocupaban las partes altas del volcán, fueron acarreados pendiente abajo en forma de mantos y flujos de lodo. El derretimiento del hielo en grandes proporciones habría resultado por contacto con masas incandescentes durante las erupciones.

En el presente trabajo asumimos para los flujos de barro descritos una edad pleistocénica.

Clásticos recientes

En esta denominación se incluyen los depósitos aluviales, coluviales, eólicos y de playa formados en materiales sueltos de composición muy heterogénea, que cubren parcialmente a las formaciones más antiguas. En el mapa sólo se han representado las áreas donde tienen extensiones y grosores apreciables.

Los mayores depósitos aluviales recientes se encuentran en el cuadrángulo de Mollendo, en la ladera de la Cordillera de la Costa que mira hacia el Pacífico; conforman planicies a manera de terrazas, compuestas de conglomerados sueltos poligénicos con intercalaciones de gravas, arenas y lentes de tufos redepositados. Los grosores de estas acumulaciones varían desde pocos centímetros hasta más de 20 m.

También esta clase de depósitos se presentan en forma de terrazas generalmente discontinuas a lo largo de algunos valles; o bien, como abanicos en la boca de los tributarios.

Se han considerado como depósitos fluviales a los materiales acumulados en el fondo de los grandes valles como el Tambo y Quilca, en los cuales, a ambos lados del cauce del río, se desarrollan planicies ligeramente elevadas que se utilizan como terrenos de cultivo. Estas zonas adyacentes al río son susceptibles de inundarse en las épocas de grandes crecientes.

Las acumulaciones eólicas más importantes se encuentran en la pampa de La Joya. En las partes central y septentrional de la pampa mencionada hay numerosas dunas dispersas, principalmente del tipo barcana y, en menor proporción, en forma de crestas longitudinales.

Las barcanas son relativamente pequeñas, en la mayoría de los casos sus anchos varían entre 8 y 12 m. con alturas hasta de 2 y 2.5 m. Estas dunas están en pleno desplazamiento en dirección NE, pero no se dispone de mediciones sobre las distancias del movimiento.

Las dunas de tipo longitudinal se presentan mayormente en el borde noroccidental de la pampa de La Joya, cerca al valle de Vitor, su longitud varía de 15 a 20 m. y su ancho de 1 a 2.5 m.

Los depósitos marinos están representados por pequeñas playas de conglomerados, gravas y arenas. La línea de costa en el cuadrángulo de Mollendo está marcada por un acantilado de contorno irregular, en las cabezas de algunas entrantes hay pequeñas acumula-

ciones de conglomerados y gravas a manera de playas de “bolsillo”. Una playa de arena de cerca de 5 km de largo y ancho promedio de 250 m. se desarrolla en el litoral noroccidental de la hoja de Mollendo.

Escombros de origen coluvial y materiales de deslizamiento son comunes en las partes media y baja de las laderas empinadas. Consisten de una mezcla heterogénea de fragmentos angulosos de toda dimensión que han sido depositados por la acción combinada de la gravedad y el agua.

En diferentes localidades del área estudiada se presentan depósitos de ceniza volcánica en forma de un martillo superficial, o como acumulaciones de hasta de 1.5 m. de grosor en pequeñas hondonadas.

La ceniza es fina, pulverulenta, de color gris a blanquecina, compuesta mayormente de partículas de feldespato, ferromagnesianos, vidrio, etc. A veces se presenta mezclada con arena de grano fino. Las acumulaciones de cenizas más importantes se encuentran en Pampa Blanca y en la boca de la Quebrada Calahuani.

ROCAS INTRUSIVAS

En el área estudiada el batolito de La Caldera constituye la ocurrencia más grande de rocas intrusivas. El mencionado batolito es en realidad un complejo de intrusiones que se localiza en el extremo noreste del cuadrángulo de La Joya, su afloramiento tiene 30 km. de largo, en dirección NW-SE por 20 km de ancho. Por el NW este macizo ígneo se extiende al cuadrángulo de Arequipa y por el SE pasa al cuadrángulo de Puquina.

Topográficamente constituye un macizo alargado que destaca notablemente en la región y está disectado por numerosas quebradas, de las cuales las más profundas son : Cerro Verde, San José y Linga. La parte superior del macizo presenta cerros redondeados cuyas cimas se hallan casi a un mismo nivel, dando la impresión de una superficie suavemente ondulada.

En la parte central sur del mismo cuadrángulo de La Joya, afloran otros cuerpos intrusivos sin relación visible con el batolito de La Caldera. Igualmente, en el cuadrángulo de Mollendo se han mapeado varias intrusiones a lo largo de la costa.

Durante el trabajo de campo de los cuadrángulos de La Joya y Mollendo se mapearon las rocas intrusivas dividiéndolas en varias unidades de acuerdo a su composición y edades relativas; tal como aparecen en los mapas respectivos. Posteriormente, el Dr. James Stewart, encargado del programa de estudio del batolito de la Costa del Perú, realizó investigaciones en el cuadrángulo de La Joya, estableciendo una nueva agrupación de los cuerpos intrusivos, según su ubicación, composición y edad.

En vista de que el trabajo del Dr. Stewart aporta informaciones más detalladas sobre las rocas del Complejo de La Caldera, hemos considerado oportuno incluirlo en este informe. El estudio en referencia constituye el capítulo siguiente.

Por J. W. Stewart*²

ROCAS INTRUSIVAS DEL CUADRANGULO DE LA JOYA

RESUMEN

Las rocas intrusivas del cuadrángulo de La Joya se agrupan en tres divisiones naturales :

1. un granito de basamento, pre-Mesozoico
2. un grupo disperso de plutones ácidos del Cretáceo tardío o Terciario temprano
3. el Complejo de La Caldera, una faja de rocas ígneas de orientación NW-SE que consiste de numerosas unidades intrusivas con composiciones graboides a granítica; los miembros más jóvenes han dado edades radiométricas de unos 50 m. a. (Terciario inferior).

El importante yacimiento de C° Verde, del tipo pórfido cuarcífero, está asociado con el tercer grupo, que por consecuencia ha sido el tema principal de la investigación.

El Complejo de La Caldera está dividido en dos zonas por una franja de sedimentos de orientación NW-SE. El miembro más antiguo de la zona suroeste es un gabro que contiene ejemplos esporádicos de bandeamiento de los minerales. Generalmente las bandas están inclinadas con ángulos altos y son discontinuas; los rumbos carecen de dirección general. La contorsión y aun el plegamiento cerrado son comunes en las secuencias bandeadas.

El gabro fue extensamente intruído y asimilado por un magma granítico, con la producción de un volumen grande de rocas híbridas, entre las cuales predominan monzodiorita y monzonita. Posteriormente, cuerpos angostos de granito relativamente libre de contaminación fueron emplazados en los dos lados del área alargada de híbridos.

Mientras tanto, en la zona noreste se emplazó un cuerpo extenso de granodiorita con un techo bastante plano. Transformación metasomática de la arenisca sobreyacente causó la producción de una facies marginal de granito gráfico. Esto constituye el único ejemplo de

granitización reconocido en asociación con las rocas plutónicas post-Paleozoicas del cuadrángulo. Mas tarde la granodiorita fue cortada por un plutón sub-cilíndrico de otra granodiorita con características diferentes.

Después de un lapso considerable, un grupo de pequeños stocks de microgranito y pórfido cuarcífero penetraron la granodiorita más antigua. El magma granítico estaba altamente cargado con volátiles; chimeneas de brecha impregnadas con turmalina ocurren asociadas con los stocks. Estos stocks son de carácter subvolcánico y por lo menos algunos tuvieron acceso a la superficie. Estas estructuras incluyen una pequeña caldera rellena por tufo.

El stock de C° Verde, que pertenece a la misma asociación, es una intrusión múltiple de pórfidos cuarcíferos con forma de embudo, que ha sufrido intensiva alteración y mineralización. En esta localidad hay reservas estimadas de 178'700,000 d.s.t. de mena de cobre con un promedio de ley de 1.06% de cobre total.

El emplazamiento de las rocas plutónicas en el cuadrángulo de La Joya se logró principalmente por "piecemeal stoping" y asimilación, sin distorsión importante de las rocas de caja.

ABSTRACT

The intrusive of the La Joya quadrangle fall naturally into three divisions :

1. a pre-Mesozoic basement granite
2. a disperse group of acid plutons of Late Cretaceous of Early Tertiary age,
3. The La Caldera Complex, a NW-SE orientated belt of igneous rocks consisting of numerous intrusive units with compositions in the range gabbro to granite. The youngest members have yielded isotopic ages of about 50 m.y. (Lower Tertiary).

The important porphyry copper deposit of Cerro Verde is associated with the third group. Which accordingly has been the principal subject of the investigation.

The La Caldera Complex is divided into two zones by a NW-SE striking strip of sediments. The earliest member of the south-west zone is a gabbro which contains sporadic examples of mineral layering. The layers are generally inclined at high angles and are discontinuous, strike readings are unsystematic. Contortion and even tight folding of the layered sequences is common.

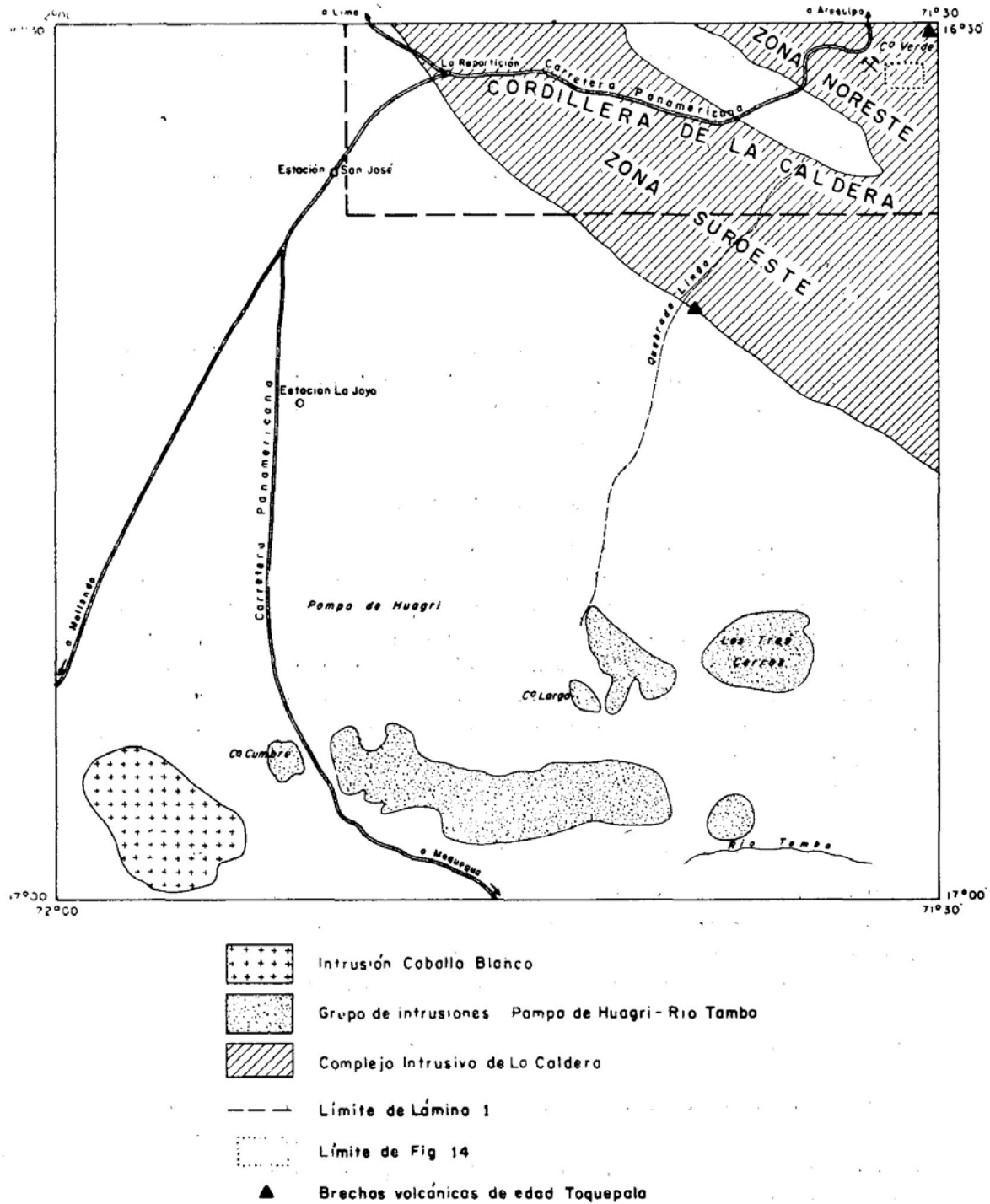


Fig 7.- Mapa índice de las rocas intrusivas del Cuadrángulo de La Joya

The gabbro was extensively intruded and assimilated by a granitic magma, with the production of a large volume of hybrid rock types among which monzodiorite and monzonite predominate. Subsequently, narrow bodies of relatively uncontaminated granite were emplaced on either flank of the elongate area of hybrids.

Meanwhile in the north-east zone an extensive body of granodiorite with a rather flat roof was emplaced. Metasomatic transformation of the overlying sandstone led to the production of a marginal facies of graphic granite. This is the only example of granitization known to be connected with the post-Paleozoic rocks of the quadrangle. The granodiorite was eventually cut by a subcylindrical pluton of a granodiorite with quite different petrographic characteristics.

After a considerable lapse of time a group of small stocks of microgranite and quartz porphyry penetrated the older granodiorite. The granitic magma was highly charged with volatile: breccias impregnated with tourmaline occur in association with the stocks. The stocks are of subvolcanic character, and some at least had access to the surface; these structures include a small tuff-filled caldera.

The Cerro Verde stock, which also belongs to this association, is a funnel-shaped multiple intrusion of quartz porphyries, which has undergone intense alteration and mineralization. Estimated reserves of 180 million dry short tons of are averaging 1.06% total copper are present at this locality.

Emplacement of the plutonic rocks of the La Joya quadrangle was mainly achieved by piecemeal stoping and assimilation, without important distortion of the country rocks.

INTRODUCCION

Las rocas intrusivas del cuadrángulo de La Joya caen en tres grupos en base a su ubicación, composición y edad, a saber :

- | | | |
|----|---|--|
| 1) | Intrusión Caballo Blanco | Pre-Mesozoico |
| 2) | Grupo de intrusiones del área Pampa de Huagri – Río Tambo | Cretáceo Superior a Terciario Inferior |
| 3) | Complejo intrusivo de La Caldera | Cretáceo Superior a Terciario Inferior |

La investigación de las dos primeras divisiones se ha limitado a observaciones generales; en cambio, el Complejo de la Caldera ha recibido un estudio más exhaustivo debido a los importantes yacimientos de cobre que están asociados.

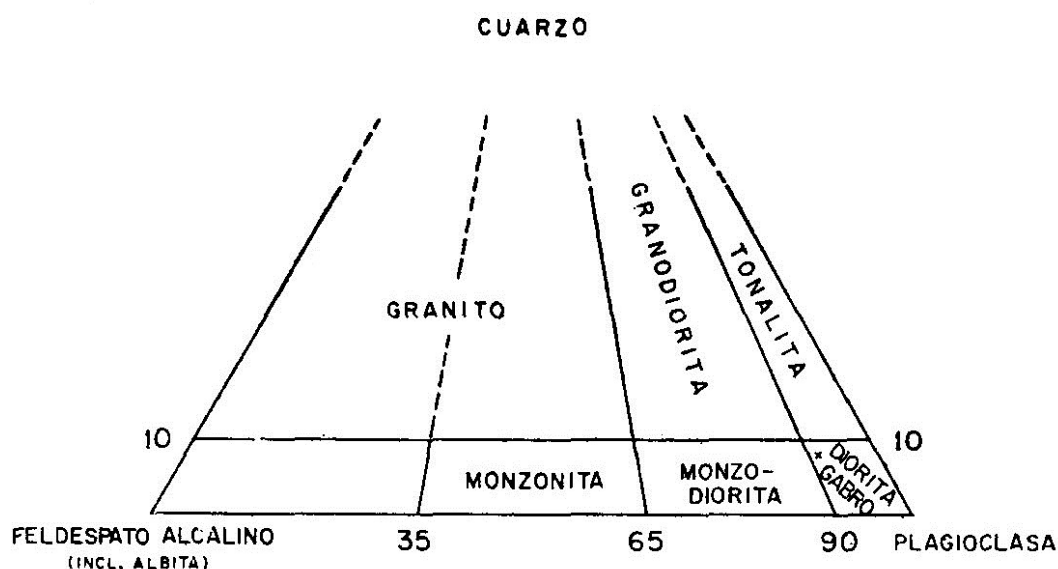


Fig. 8 .- Sistema de clasificación empleado. (Ver Bateman y otros, 1963 Streckeisen, 1967).

Intrusión Caballo Blanco

Este cuerpo es mayormente de granito rosado, de grano grueso, que intruye el gneis granatífero en la esquina suroccidental del cuadrángulo. Es un "granito de basamento" típico, con microlina y muscovita. El cuarzo exhibe extinción ondulante, y las maclas de la plagioclasa y el clivaje de la muscovita están doblados. Tanto la mineralogía como la textura son completamente diferentes de las rocas del Batolito de la Costa. Indudablemente se trata de un plutón antiguo que pertenece al complejo cristalino pre-Mesozoico de la costa meridional (*)³

Grupo de intrusiones del área Pampa de Huagri - Río Tambo

Este grupo consiste de varios stocks aislados que penetran los estratos de edad Mesozoica y del Terciario inferior en la parte surcentral del cuadrángulo. Aunque probablemente son contemporáneas con el complejo intrusivo de La Caldera, las rocas tienen otras características litológicas. Ninguna roca básica se registró y rocas comparables al Grupo Linga del Complejo de La Caldera están ausentes.

Granitos de grano grueso, con fenocritales de feldespatos potásicos, afloran entre Los Tres Cerros y C° Largo. Las rocas intrusivas que se extienden de C° Cumbre hacia el Este son mayormente granodioritas y tonalitas, xenolíticas, usualmente no porfiríticas.

Las rocas intrusivas que afloran cerca de la Carretera Panamericana son de grano grueso, frescas y contienen prismas euhedrales de hornblenda. Rocas de este tipo son muy comunes en el Batolito de la Costa al Norte del río Vitor, pero con la excepción de los afloramientos indicados, no se han registrado en el cuadrángulo actual.

Complejo Intrusivo de La Caldera

Este complejo plutónico está constituido por una serie de unidades intrusivas que se emplazaron separadamente. Tanto los límites exteriores del Complejo como los contactos interiores entre las unidades intrusivas, muestran una fuerte tendencia a orientarse paralelos al rumbo regional (SW-SE), y la mayoría de los plutones individuales están alargados en el mismo sentido. (Lámina I).

Una faja de sedimentos Yura con la misma orientación divide el complejo en dos zonas; las rocas intrusivas que dominan en cada una de las zonas son de distintos tipos. Se ha considerado la idea que la faja sedimentaria sea un tabique vertical que se extendía a profundidad permitiendo que el desarrollo de los magmas de las dos zonas fuera independiente. Contra esta hipótesis hay que mencionar que los contactos de la faja contra las rocas intrusivas no son empinados por todas partes; por ejemplo, en la región C° Sumbilaca – C° Valenciana es evidente que el contacto está inclinado a un ángulo bajo, o aún es subhorizontal (Ver Jenks, 1948, p. 75).

Zona Suroeste

Gabro

Afloramientos aislados de gabro con un área total de 12 km² ocurren esporádicamente al Oeste de la faja de sedimentos Yura y al Norte de la quebrada San José. Estas rocas están mayormente rodeadas e intruídas por miembros del Grupo Linga, así parecen constituir enclavas y techos colgantes; es decir, son relictos de un cuerpo de gabro de tamaño considerable que fue intruído en una etapa temprana, y que posteriormente sufrió disrupción y asimilación extensiva por un magma ácido. No se observó gabro en un itinerario a través de la Qda. Linga, siendo posible que el límite sur de la intrusión original de gabro se ubicaba entre dicha quebrada y la Qda. San José.

En afloramiento el gabro se presenta típicamente en bloques redondos de color marrón oscuro que tienen una superficie rugosa muy característica. En muestra de mano la roca es más comúnmente de grano grueso, casi negra, aunque bandas blancas feldespáticas ocurren localmente.

Variedades de grano fino son bastante comunes; la distribución de los tipos de grano fino y de grano grueso aparentemente es muy irregular: Gabro con fenocristales de plagioclasa es relativamente escaso. No se registraron xenolitos.

Estratificación ígnea es un rasgo característico de estas rocas que puede observarse en muchos afloramientos. Bandeamiento de minerales (manifestado por capas alternantes de minerales félsicos y máficos) y laminación (paralelismo de granos tabulares) de los feldespatos son notorios. Comúnmente estas estructuras son verticales o inclinadas en ángulos empinados. No parece existir un rumbo persistente. El bandeamiento es típicamente discontinuo y muchas veces contorsionado. Las bandas individuales, o conjuntos de bandas, raramente exceden los 2 m. de longitud (Fig. 9).

De las muestras estudiadas en sección delgada la mayoría son de gabro y de gabro olivínico, unas pocas muestras resultaron ser de diorita. La plagioclasa de los gabros es bytownita, An_{80-88} . En el campo, las variedades gabroides y dioríticas son de aspecto efectivamente idéntico, y la distinción entre ellas solamente puede efectuarse en el laboratorio. Los dos tipos de roca ocurren muy íntimamente asociados y se han registrado los dos en un solo afloramiento, y aun dentro de una sola secuencia bandeada. Ningún contacto entre gabro y diorita se ha observado, aunque hay que reconocer que la naturaleza “pedregosa” de los afloramientos es muy desfavorable para su detección.

El gabro parece ser mucho más abundante volumétricamente que la diorita en el cuadrángulo de La Joya, y por conveniencia todas estas rocas tempranas, básicas, se conocen en conjunto como gabros.

El estudio petrográfico ha revelado mucha variación en la forma de las plagioclasas, siendo más comunes los cristales subhedrales alargados. No se registró zonamiento, y cuando existen inclusiones de minerales máficos, estas carecen de distribución sistemática. El cuarzo y la ortosa están ausentes. El clinopiroxeno es incoloro y usualmente anhedral; las maclas son muy comunes. El ortopiroxeno exhibe pleocroísmo muy débil; lamelas de exsolución// (100) están diminutamente desarrolladas paralelas al eje cristalográfico, pero apenas son subhedrales. El olivino ocurre en algunos de los gabros, principalmente como granos redondeados sueltos; excepcionalmente este mineral está contenido como inclusiones dentro de cristales de ortopiroxeno. Pequeñas placas de biotita marrón, fuertemente pleocroicas, normalmente acompañan a los demás minerales máficos. Óxido de hierro y apatita son los minerales accesorios usuales. El anfíbol no ocurre en los gabros como un mineral de cristalización primaria.

La diferencia más constante entre los gabros y la diorita es la naturaleza de la plagioclasa. La composición de la plagioclasa de la diorita es claramente más ácida (An_{60-67}) y además el mineral comúnmente zonado. El ortopiroxeno y especialmente el clinopiroxeno ocurren en algunas de las dioritas, pero con olivino ausente; hornblenda verdosa se halla en algunas muestras.

Ciertas rocas cuya mineralogía corresponde a diorita contienen cristales grandes de piroxeno casi completamente convertidos a anfíbol marrón y aun estructuras pseudomórficas reemplazando olivino. Se estima que tales rocas han sido producidas de gabro por efectos de metamorfismo de contacto causado por intrusiones posteriores.

Pórfido Xenolítico

Una línea de pequeños cuerpos de esta roca aflora dentro de sedimentos Yura al Este de San José. Típicamente el pórfido contiene una abundancia de pequeños xenolitos angulares de una roca volcánica de grano fino.

Fenocristales blancos euhedrales de plagioclasa hasta de 2 cms. de largo contrastan con el color marrón rojizo de la roca intemperizada, y cristales grandes redondos de cuarzo se observan frecuentemente. En muestra de mano la roca tiene tintes rosados y verdes indicativos de alteración. Vetillas de epidota se ven en los afloramientos.

El estudio de secciones delgadas revela fenocristales de plagioclasa, cuarzo y anfíbol marrón (el último es raro) en una matriz de grano fino constituida por cuarzo y ortosa turbia. Evidencia de alteración hidrotermal es abundante. La composición actual de la plagioclasa corresponde a albita-oligoclasa; posiblemente era más básica originalmente. Epidota y cuarzo ocurren como granos diseminados, como ojos erráticos, y reemplazando cristales individuales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos.

El Pórfido es probablemente más antiguo que el Granito Tambo y el Grupo Linga, y su alteración puede atribuirse a efectos metamórficos de baja temperatura inducidos por las intrusiones más jóvenes.

Grupo Linga

Las rocas del Grupo Linga forman la mayor parte de la Cordillera de La Caldera en el cuadrángulo de La Joya, ocupando una faja ancha orientada NW-SE, que se prolonga hacia el Noroeste en el cuadrángulo de Arequipa. Los afloramientos típicamente son de un color rojizo. Tanto en el lado noreste como en el suroeste la faja está limitada por sedimentos de la formación Yura. Estos sedimentos, mayormente arenáceos, muestran limitados efectos

CUADRO 1

UNIDADES INTRUSIVAS DEL COMPLEJO INTRUSIVO DE LA CALDERA

ZONA SUROESTE

4.-	{	Microgranito C ^o San José	Edad decreciente ↑
		Granito Jahuay	
		Granito Tambo	
3.-		Grupo Linga (rocas híbridas, principalmente monzodiorita)	
2.-		Pórfido Xenolítico	
1.-		Gabro	

ZONA NORESTE

3.-		Stocks y chimeneas de pórfido cuarcífero y microgranito	Edad decreciente ↑
2.-		Granodiorita Tiabaya	
1.-	{	Granito Gráfico	
		Granodiorita Yarabamba	

Las unidades de cada zona están agrupadas según edad relativa.

de metamorfismo de contacto. En el margen suroeste de la faja intrusiva, los sedimentos buzan regularmente afuera de las rocas plutónicas a un ángulo que oscila entre los 20° y los 30°, no se ve plegamiento. Los sedimentos del otro margen están dispuestos subhorizontalmente, con ondulaciones de escala pequeña. El Grupo Linga no se encuentra al otro lado de esta franja sedimentaria.

La topografía es muy accidentada en el área donde aflora el Grupo Linga y en general el acceso es muy difícil. Las observaciones de campo se han restringido mayormente a las Qdas. C° Verde, San José y Linga que cortan la cordillera transversalmente, y a las aflidas sur-occidentales de la cadena, que son accesibles desde la Pampa de La Joya.

El Grupo Linga está constituido por varios tipos de rocas intrusivas, distinguiéndose granito, granodiorita, monzonita y monzodiorita; sin embargo las afinidades petrogenéticas entre las especies son fuertes.

Se considera que la diversificación del Grupo se debe en gran parte a la contaminación de un magma ácido (granítico?) por asimilación de gabro preexistente. Áreas de roca más contaminada (básica) alternan con áreas de rocas menos contaminada (ácida) y comúnmente la transición es gradacional. Dentro del Grupo Linga hay áreas, más o menos bien definidas, de variedades litológicas que corresponden a pulsaciones de magmas más homogéneos.

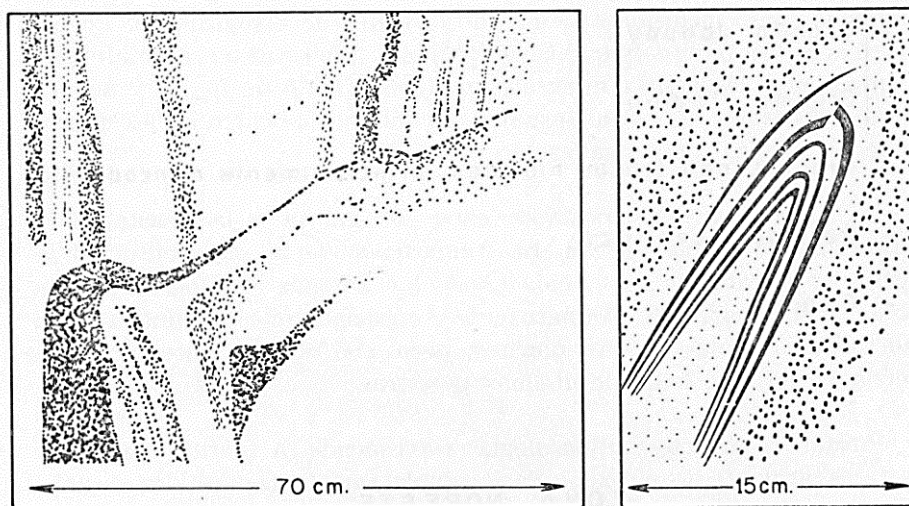


Fig.9 _ Estratificación ígnea en el gabro.

Izquierda : Bandas máficas y félsicas alternantes, con estructura transcortante
Derecha : Pliegue cerrado con pequeño desplazamiento según el plano axial.

En vista de las consideraciones anteriores y de la naturaleza muy difícil del terreno, habría excedido los alcances de la presente obra el levantamiento de las numerosas unidades petrológicas del Grupo Linga en el mapa geológico; no obstante, las variedades principales se discuten en seguida.

Monzodiorita .- La mayor parte del área ocupadaa por el Grupo Linga consiste de rocas cuyas composiciones varían entre monzodiorita y monzonita; localmente hay gradaciones a granodiorita y granito. Por razones de brevedad todas estas rocas se conocen en conjunto como “monzodiorita”.

Localmente la monzodiorita no es muy fresca y sus propiedades físicas no favorecen el desarrollo de bloques rodados; en cambio estas rocas se desintegran fácilmente en gravas.

Típicamente la roca es de grano grueso, de color gris oscuro, a veces casi negro, con tinte purpurino. Los afloramientos intemperizados son de color rosáceo. Localmente se presenta la textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa hasta 1 cm. de largo. Turmalina es común y ocurre principalmente como estrellas dentro de la roca.

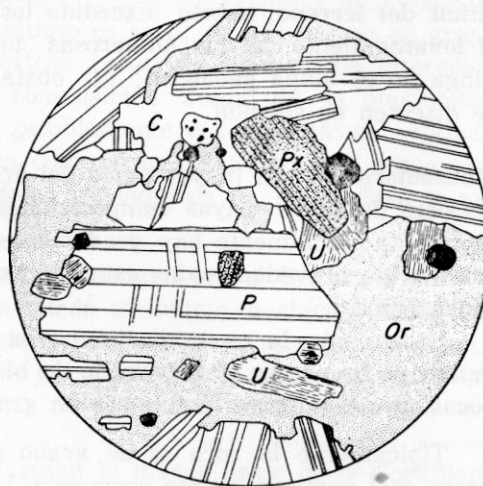
En sección delgada la mayoría de las muestras presentan indicaciones de alteración hidrotermal de baja temperatura. Estos efectos se restringen casi totalmente a los ferromagnesianos. El ortopiroxeno está conservado solamente en casos excepcionales y usualmente ha sido parcial o totalmente uralitizado. Visibles indicaciones de alteración del clinopiroxeno comienzan con la formación de abundantes agujas pequeñas de material opaco, que están concentradas en planos que corresponden a las lamelas de exsolución// (100) . En seguida el clinopiroxeno se muestra reemplazado por uralita. Aun donde está avanzada la alteración de los piroxenos, se puede diferenciar entre los contornos del ortopiroxeno y los de clinopiroxeno. La biotita ha sufrido extensiva alteración a clorita.

Efectos de alteración casi están ausentes en los minerales félsicos. Usualmente la plagioclasa es completamente fresca, mientras que la ortosa muestra turbidez ligera.

La plagioclasa ocurre como cristales de hasta 0.5 cm. de largo, de forma casi euhedral y bien alargada. La composición varía entre An_{50} y An_{60} , y el zonamiento no es marcado. Comúnmente hay inclusiones redondas de clinopiroxeno y pequeños granos de titanomagnetita y biotita; muy rara vez ocurren inclusiones de ortopiroxeno.

La ortosa es completamente anhedral y frecuentemente presenta textura monzonítica, fenómeno que está mejor desarrollado donde es más alta la proporción de ortosa en la roca. Granos de cuarzo de forma intersticial representan la última etapa de cristalización magmática. (Fig. 10).

Fig. 10.— Monzonita, X 24
Nótese (I) el desarrollo menor de la textura monzonítica (izquierda inferior), (II) los granos intersticiales de cuarzo de cristalización tardía, (III) una inclusión de piroxeno en la plagioclasa. P = plagioclasa. Or = ortosa, C = cuarzo, Px = clinopiroxeno, U = anfíbol fibroso, T = titanomagnetita.



Olivino no se ha registrado en estas rocas. En muestras excepcionalmente frescas ortopiroxeno está preservado. Los cristales son euhedrales y muestran desarrollo intensivo de lamelas de exsolución //(100). Hay pleocroísmo débil, de rosado a verde.

Los clinopiroxenos son algo más abundantes que los ortopiroxenos. Los cristales son de forma subhedral a euhedral y de un color marrón muy claro. Hay lamelas de exsolución de dos orientaciones //(100) y //(001), y ocasionalmente maclas múltiples //(100). Los cristales de piroxeno son de 1-3 mm. de diámetro y comúnmente forman grupos.

La biotita tiene pleocroísmo Z = marrón rojizo, X = amarillo claro. Ocurre asociada con otros minerales máficos, especialmente con la titanomagnetita, y forma pequeñas áreas de reemplazamiento en los demás ferromagnesianos. La cantidad de biotita no sobrepasa el 1%.

Los otros minerales accesorios son titanomagnetita, apatita, zircón y turmalina. Los dos primeros se encuentran en asociación; los cristales raros de zircón también parecen pertenecer a la misma asociación y por lo tanto son de cristalización temprana. La turmalina es de cristalización tardía pero es indudablemente un mineral primario.

Transiciones desde las monzodioritas y monzonitas más usuales hacia variaciones más ácidas, se logran por un aumento en la proporción de cuarzo y una disminución relativa del contenido de los minerales máficos. La naturaleza de los minerales mismos cambia poco; los granos de plagioclasa están zonados hasta una composición de An_{50-60} . Intercrecimiento de cuarzo y ortosa es más común; a veces estos dos minerales son de grano mucho más fino que la plagioclasa, resultando la textura porfirítica (Fig. 11).

Fig. 11.—Monzonita Porfírica, $\times 24$.— En un fondo continuo de micropegmatita se encuentran los minerales de cristalización anterior. A = anfíbol verdoso, B = biotita.



Granodiorita .- Dentro del área ocupada por el Grupo Linga hay varias áreas de granodiorita más o menos bien definidas. Una de estas áreas que se ubica al Sureste de La Repartición y otra al Este de San José, forman elementos topográficos bastante distintivos; además rocas de características parecidas afloran en el curso inferior de la Q d a . Linga. Los contactos de estas rocas con la monzodiorita circundante son problemáticos; en ciertos lugares parecen ser transicionales. Se estima que la intrusión de la granodiorita siguió el emplazamiento de la monzodiorita sin demora importante, probablemente antes de que el enfriamiento de la roca más básica fuera muy avanzado.

La granodiorita es más homogénea que la monzodiorita y generalmente más fresca. Típicamente los afloramientos están cubiertos por bloques esferoidales de 1 – 2 m. de diámetro. En las dos primeras áreas citadas los bloques se han explotado como material de construcción para las obras de irrigación de la Pampa de La Joya.

En afloramiento la roca tienen un color gris mediano, algo azulado. Usualmente hay xenolitos de menos de 10 cm. de diámetro y localmente se ven estrellas de turmalina que alcanzan 5 cm. de diámetro.

En sección delgada hay pocas evidencias de alteración; la plagioclasa es fresca y los minerales máficos no han sufrido uralitización. Los cristales de plagioclasa tienen un largo de 1.5 a 2.5 mm. y mantienen buena forma cristalina en relación con los demás minerales. La composición de los interiores de los granos queda entre An_{45} y An_{65} , pero hay zonamiento pronunciado, a veces oscilatorio, y los márgenes tienen una composición que corresponde aproximadamente a oligoclasa ácida. Inclusiones de minerales máficos no son comunes.

La ortosa forma granos grandes anhedral, ocasionalmente englobando pequeños granos de plagioclasa (textura monzonítica). Cuarzo también ocurre como granos grandes

anhedrales; incluye poikiliticamente a pequeños cristales de plagioclasa y también a granos anhedrales, muy menudos, de ortosa.

Los dominantes minerales máficos son biotita y hornblenda, que están presentes en proporciones casi iguales. También hay clinopiroxeno incoloro en cristales subhedrales de menos de 1 mm. de largo. Usualmente el piroxeno está asociado con anfíbol que lo rodea parcial o completamente y que lo reemplaza en forma de pequeñas manchas. Cristales sueltos de clinopiroxeno son raros. El ortopiroxeno no se encuentra.

La hornblenda forma cristales 1 – 2 mm. de largo, de color verde pálido, con pleocroísmo débil. Es un mineral de cristalización primaria, estando ausente en esta roca de anfíbol uralítico. Biotita ocurre como cristales del mismo tamaño de la hornblenda y comúnmente está asociada con el anfíbol, mostrando relaciones que indican cristalización posterior. También forma cristales sueltos anhedrales. El mineral opaco muestra una fuerte tendencia de asociarse con la biotita. Hay una pequeña cantidad de apatita de grano fino.

Mientras que la composición modal promedio de esta roca corresponde a granodiorita, hay variaciones locales hacia monzodiorita, monzonita, etc., debidos a fluctuaciones en las proporciones de cuarzo y ortosa.

Microgranito C° San José

Un sill de microgranito que aflora en la cumbre del C° San José tenía una potencia pre-erosional superior a los 25 m. actuales. (Lámina Iia). Otras pequeñas intrusiones de la misma composición, la mayoría en forma de sill, afloran en la falda norte del cerro. La roca encajonante de estos intrusivos es monzodiorita del Grupo Linga.

El microgranito es de grano fino, de aspecto bastante homogéneo. Rosetas de turmalina son comunes; no se registraron xenolitos. El color de la superficie intemperizada varía de rosado a rojo oscuro que podría deberse a la presencia de menores cantidades de sulfuros de cobre y hierro; chispitas de chalcopirita se observaron en algunas muestras. Por ser muy competente, la roca ha sido afectada por juntas cercanas.

La textura de la roca es alotriomórfica-granular, localmente porfirítica con fenocristales de plagioclasa. La mayor parte de la roca está constituida por cuarzo y ortosa; cristales subhedrales de plagioclasa y de minerales máficos están distribuidos esporádicamente. La proporción de plagioclasa a ortosa varía de un lugar a otro. La plagioclasa manifiesta zonamiento normal An₅₂-An₄₀. Están presentes inclusiones muy menudos de clinopiroxeno.

Los minerales ferromagnesianos son clinopiroxeno, anfíbol y biotita. Mientras que algunas muestras contienen los tres minerales, falta piroxeno en algunas y a veces solamente

biotita está representada. El piroxeno es incoloros, comúnmente rodeado por la hornblenda, aunque cristales sueltos también ocurren. La hornblenda es de color verde pálido. La biotita, que es más abundante que el anfíbol, está extensivamente cloritizada.

Otros efectos de alteración que se encuentran son uralitización parcial del piroxeno y del anfíbol, sericitización ligera de la plagioclasa y turbidez de la ortosa. La presencia de sulfuros, aparentemente primarios, en la roca, indica que hubo una concentración de volátiles (H_2O , S, etc.) durante las últimas etapas de cristalización del magma, afirmando que la alteración fue principalmente de tipo deutérico.

Granito Tambo

Esta unidad intrusiva aflora en el margen occidental de la Cordillera de La Caldera, bordeando la Pampa de La Joya. En general la roca es de grano grueso, pero donde está en contacto con rocas más antiguas comúnmente desarrolla una facies de grano fino con características de pórfido cuarcífero. Tanto la roca fresca como la roca intemperizada tienen un color rosado con manchas blancas que corresponden a fenocristales de plagioclasa.

La superficie de la intrusión tiene una topografía poco pronunciada; el granito está muy fracturado y fácilmente se descompone a grava.

Bajo el microscopio se ven fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita en una matriz de ortosa y cuarzo. Los fenocristales de plagioclasa son euherales, de 0.5 a 1 cm. de diámetro y zonados de oligoclasa a albita. Los fenocristales de cuarzo son anhedrales, a veces con contornos bien redondeados. La biotita ocurre como placas bien formadas de 2 a 3 mm. de diámetro. Hay una pequeña cantidad de magnetita. No se registró turmalina en esta roca.

En un solo lugar se observó el granito en contacto con el Pórfido Xenolítico. Aunque relaciones definidas entre las dos unidades no se registraron, cambios menores de textura en el granito hacia el contacto se atribuyen tentativamente a efectos de enfriamiento; así el granito es probablemente la roca más joven.

Relaciones de contacto entre el granito y rocas del Grupo Linga se vieron en varios lugares, pero en todo caso las relaciones son ambiguas, no habiéndose visto ninguna roca enfriada con otra y estando ausentes apófisis e inclusiones.

Granito Jahuay

Este cuerpo plutónico aflora entre el límite nororiental del Grupo Linga y los sedimentos Yura. Es muy parecido al Granito Tambo, tanto en afloramiento como bajo el microscopio.

pio. Hacia su contacto con la Granodiorita Yarabamba muestra una gran diversificación de textura. Se registraron facies aplíticas y pegmatíticas, una variedad con textura hipidiomórfica granular y otra con granos grandes redondos de cuarzo.

Observaciones realizadas en este contacto indican con razonable certeza que el Granito es posterior a la Granodiorita Yarabamba. No se ha visto un contacto entre el Granito y el Cuerpo Linga que permitiera decidir cuál de las intrusiones es más joven; sin embargo, la inclinación del plano de contacto, a grosso modo, sobre una considerable distancia, indica la probabilidad que el Granito Jahuay sea el más joven.

Zona Noreste

Granodiorita Yarabamba

En la esquina noreste del cuadrángulo, rocas de esta formación se levantan bruscamente de la Pampa de Yarabamba, presentando una topografía característica de conos cónicos (Fig. 12). Aproximadamente a los 2,600 m. de altitud la superficie de la granodiorita se vuelve suavizada, extendiéndose hacia el Oeste hasta la faja de sedimentos. Hacia el norte la granodiorita se pone en contacto con el gneis de basamento cerca de C° Negro.

Los sedimentos Yura y el Granito Jahuay separan completamente la Granodiorita Yarabamba del Grupo Linga; así las celdas relativas de las dos formaciones se ignoran.

La Granodiorita varía bastante en apariencia. Esto se debe principalmente a efectos de alteración –tanto deutérica como secundaria- y en menor grado a variaciones en la mineralogía primaria y textura de la roca. Es muy probable que la formación consiste de un número de pulsaciones magmáticas, cada una de una composición más o menos distinta; sin embargo ningún contacto interior se ha registrado en el campo y no se encontraron diferencias petrográficas mayores entre secciones delgadas de nueve muestras recogidas de afloramientos dispersos.

Xenolitos son comunes, raramente mayores de los 15 cm. de diámetro, moderadamente redondeados, de grano fino y con los bordes difusos. Donde es más fresca, la Granodiorita tiene un color color pálido y muestra un aspecto tonalítico (a pesar de la presencia de una proporción importante de ortosa). Cristales euhedrales de plagioclasa que alcanzan 5 mm. de diámetro, prismas de anfíbol de un tamaño similar y pequeñas placas de bioitita son claramente visibles. Usualmente la textura porfirítica está más o menos bien desarrollada. Los afloramientos de roca más fresca se caracterizan por bloques redondeados de hasta 1 m. de diámetro.

La mayoría de los afloramientos están más o menos alterados y turmalina y epidota son de distribución amplia, manifestándose en las juntas y como manchas dentro de la roca.

Donde es excepcionalmente fuerte la alteración, por ejemplo en la vecindad de los stocks de microgranito y pórfido cuarcífero, la granodiorita asume un color marrón claro en afloramiento, el feldespato está teñido de rojizo y los prismas de anfíbol han degenerado a manchas difusas de uralita verde.

En sección delgada la plagioclasa exhibe cristales euhedrales con zonamiento débil. La composición de la granodiorita en conjunto queda en el rango $An_{46}-An_{56}$; en cristales individuales hay una diferencia de aproximadamente 5% de An entre la composición del núcleo y del margen. El cuarzo y la ortosa son anhedrales, ocurriendo intersticialmente entre los cristales de plagioclasa; localmente muestran intercrecimientos, mientras que en algunas muestras han cristalizado como granos grandes; la ortosa manifiesta la tendencia a incluir a los cristales más pequeños de plagioclasa (textura sub-monzonítica).

En las muestras más frescas los minerales máficos consisten de prismas grandes de hornblenda verde, ocasionalmente con núcleos de clinopiroxeno incoloro, y de placas abundantes de biotita marrón. El último mineral también ocurre suelto y en menor grado asociado con la hornblenda. Óxido de hierro y apatita en pequeña cantidad completan la mineralogía primaria.

Típicamente la Granodiorita Yarabamba muestra alteración moderada, manifiesta por la saurización de la plagioclasa y uralización de la hornblenda. Granos de esfena y de epidota ocurren aun en las muestras más frescas y la biotita ha sufrido –por lo menos– cloritización menor. Turmalina se ha reconocido en algunas secciones delgadas. Estos efectos de alteración no están relacionados a intemperismo y se encuentran lejos de intrusiones posteriores. Se infiere que la alteración es de tipo deutérico, causado por fluidos residuales del magma mismo.

Alteración secundaria de la Granodiorita, inducida por los stocks ácidos, se caracteriza por el desarrollo abundante de cuarzo, sericita y arcilla.

Granito Gráfico

El afloramiento principal del Granito Gráfico ocurre a lo largo del límite norte de la faja de sedimentos Yura al Suroeste del C° Negro. En su lado septentrional está bordeado por la Granodiorita Yarabamba. Los contactos del Granito son excepcionalmente intrincados y el afloramiento principal está interrumpido por innumerables pequeñas áreas de cuarcita y apófisis de la Granodiorita (ver Fig. 14). Un grupo de afloramientos diminutos del Granito Gráfico se encuentran en la falda occidental de C° Sumbilaca, todos ellos rodeados por Granodiorita Yarabamba, y todos ubicados en altos topográficos.

Es evidente Granito Gráfico tuvo la forma de una hoja de baja inclinación, interpuesta

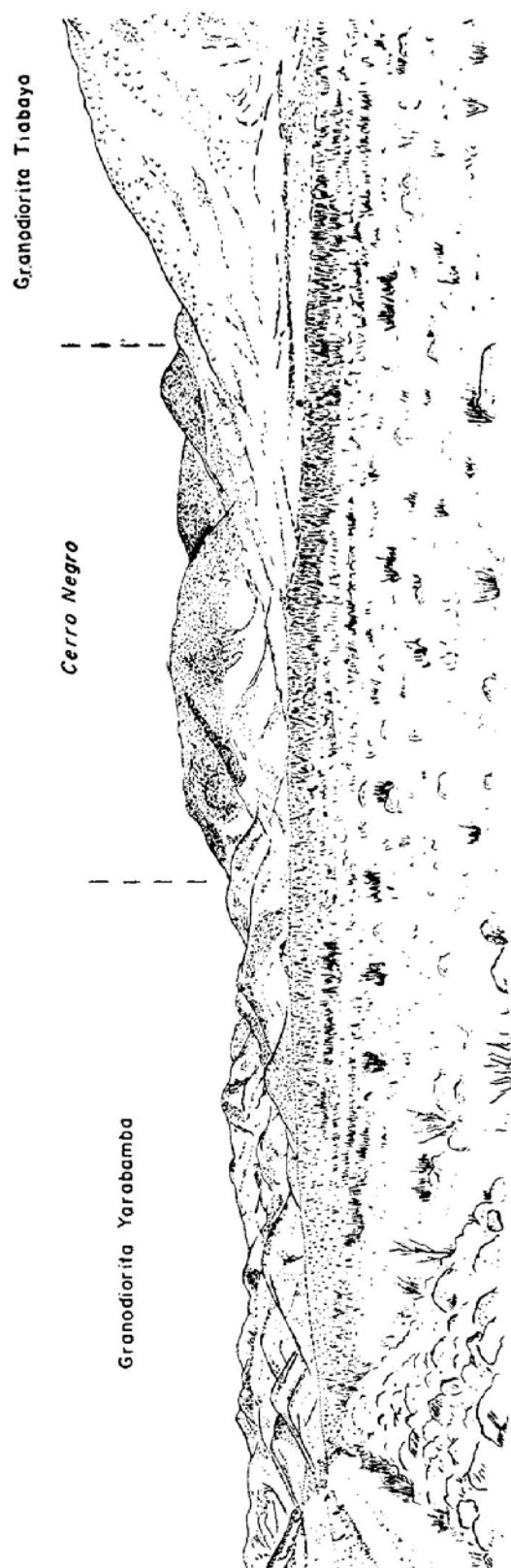


Fig.12 .- Panorama al Suroeste de la Pampa de Yarabamba

entre la Granodiorita Yarabamba y los sedimentos sobreyacentes; su potencia promedio queda entre 10 y 20 m. Los afloramientos observados en el C° Sumbilaca son restos erosionales.

La roca está formada casi exclusivamente de cuarzo y de feldespatos alcalinos. La textura es muy variable, desde pegmatítica de grano grueso a roca de grano fino. Intercrecimientos gráficos entre el cuarzo y el feldespato comúnmente son visibles en la muestra de mano.

En muchos lugares el contacto entre la cuarcita y el Granito no es nítido, existiendo una zona transicional de varios metros de ancho.

Sin embargo, en otras localidades el Granito tiene un contacto transgresivo y bastante repentino contra el sedimento. Contactos del Granito Gráfico contra la Granodiorita Yarabamba son usualmente nítidos.

Secciones delgadas del Granito muestran cuarzo, micropertita y plagioclasa ácida en proporciones variables. La textura gráfica típica es común, pero también ocurre la textura hipidiomórfica granular. En rocas con textura del segundo tipo, los granos de micropertita muestran intercrecimiento de los bordes (swapped margins). Microxenolitos de cuarcita son comunes, muchos de ellos consisten de aglomeraciones pequeñísimas de tres o cuatro granos de cuarzo.

Se considera que la textura gráfica representa cristalización en el estado sólido, donde transferencia de sustancias por metasomatismo fue dominante, mientras que la textura hipidiomórfica corresponde a una fase móvil, intrusiva, del Granito.

Granodiorita Tiabaya

La granodiorita Tiabaya tiene la forma de un plutón ovalado de 20 km. de largo por 10 km., de ancho, con el eje mayor orientado NW-SE. Solamente la mitad meridional aflora en este cuadrángulo. La intrusión constituye una unidad topográfica conspicua, sobresaliendo de las formaciones circundantes y presentando una superficie muy característica, cubierta de peñas excepcionalmente grandes. (Fig. 12, Lámina IIIa).

La roca es casi siempre fresca, de color crema rosáceo en afloramiento y gris claro en muestra de mano. Es de grano grueso y lleva prismas conspicuos de hornblenda que comúnmente sobrepasan 1 cm. de largo. Localmente estos prismas muestran una moderada tendencia hacia una orientación paralela; pero no se observó ningún patrón de alineamiento de mayor alcance. Xenolitos son bastante abundantes, son bien redondeados, ocasionalmente logran 20-30 cm. de diámetro. Vetas angostas de aplita rosada, a veces con algo de

turmalina, ocurren esporádicamente, aumentando su frecuencia hacia los contactos. Sills de aplita y pegmatita de hasta 3 m. de grosor y pequeños cuerpos de otras formas, se han intruído localmente en la zona de contacto y en la roca de caja adyacente. Una capa delgada de turmalina se encuentra ocasionalmente en las juntas de la Granodiorita.

Los contactos del plutón son uniformemente empinados y transgresivos y se estima que la intrusión tiene la forma de un cilindro vertical de sección ovalada.

Como en el caso de muchas intrusiones de tamaño considerable, la granodiorita Tiabaya se intruyó como incrementos sucesivos del magma. Contactos internos se han observado dentro del cuerpo, en los cuales una variedad de granodiorita muestra relaciones intrusivas hacia otra variedad litológicamente similar (Fig. 13). Ninguna de estas rocas manifiesta cambio alguno de textura que indicaría el desarrollo de una facies marginal hacia el contacto mutua; así la temperatura de la pulsación inicial del magma no habría podido disminuir mucho antes de la inyección de la segunda pulsación.

El estudio de secciones delgadas confirma que la Granodiorita Tiabaya es distinta petrográficamente de las granodioritas del Grupo Linga y de Yarabamba. A diferencia de las últimas rocas, las proporciones de los minerales son bastante constantes; el cuarzo siempre está presente en abundancia.

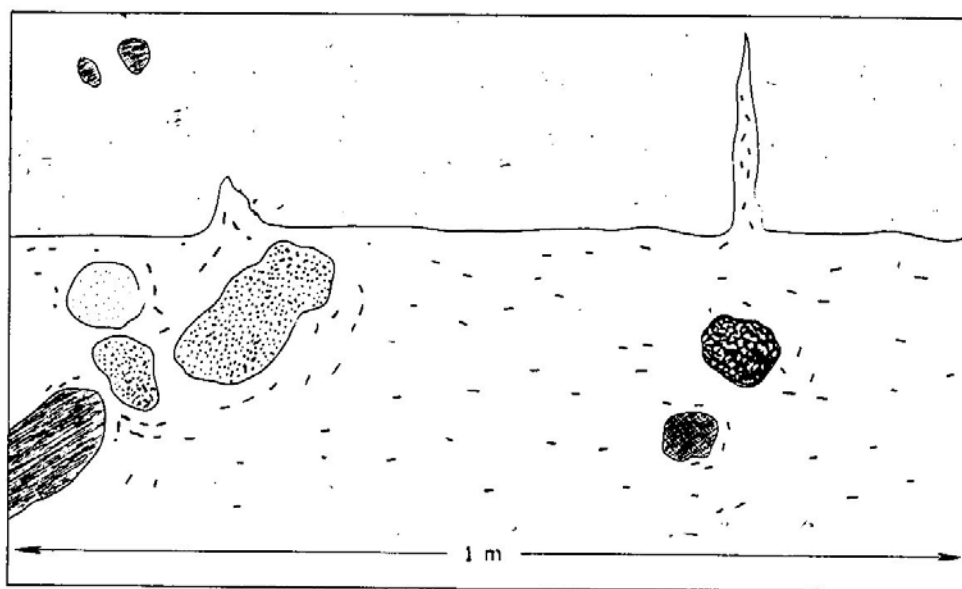


Fig. 13.— Contacto interno entre incrementos intrusivos de la Granodiorita Tiabaya. Una variedad de la granodiorita lleva abundantes xenolitos y, posiblemente como consecuencia de asimilación, contiene numerosos fenocristales de hornblenda. Esta variedad muestra relaciones intrusivas hacia la otra variedad.

Los cristales de plagioclasa son subherales de un hábito prismático corto, con largo promedio de 0.5 mm. Muestran zonamiento fuerte, gradacional, con ocasionales efectos menores de oscilación, desde An₅₀ hasta albita. Inclusiones máficas están ausentes. Ortosa ocurre como granos anhedral que alcanzan 1 cm. de diámetro, frecuentemente incluyendo pequeños granos de plagioclasa. Localmente hay desarrollo restringido de mirmequita en los límites entre granos de ortosa y plagioclasa. Los granos de cuarzo contienen inclusiones fluidales en los planos de fractura.

La hornblenda es de color verde y más abundante que la biotita. Biotita forma cristales subhedral que raramente sobrepasan 0.5 cm. de diámetro. Muy comúnmente estos máficos han sufrido cloritización.

No hay ningún vestigio de piroxeno en esta roca. Los accesorios son titanomagnetita, esfena, apatita y zircón. La esfena es subhedral, de cristalización primaria y ocurren en asociación con la hornblenda y la titanomagnetita. La apatita (y quizás también el zircón) está asociado con el mineral opaco.

Una alteración deutérica menor está indicada por la cloritización de la biotita y por la sericitización ligera de algunos cristales de plagioclasa.

Intrusiones menores de Pórfido Cuarcifero y Microgranito

Un grupo de estructuras intrusivas subvolcánicas de alto nivel, de composición granítica, ocurren dentro de la Granodiorita Yarabamba. Algunas muestras las características de chimeneas volcánicas, y brechas intrusivas son comunes.

Las prominencias C° Negro y C° Verde representan conductos volcánicos principales. Tufos estratificados en el centro de la intrusión de C° Negro proveen evidencia concluyente de comunicación con la atmósfera. Un cuerpo alaragdo de pórfido cuarcífero, mal expuesto y de topografía poco accidentada, se extiende de C° Verde a C° Negro. Esta intrusión está fuertemente alterada; en contraste co los cerros citados, posee muy poca resistencia a la erosión. Otros stocks menores y chimeneas de brecha que ocurren alrededor de estos centros y en la vecindad del C° Sumbilaca, fueron probablemente conductos volcánicos satélites de corta vida.

Texturalmente las rocas intrusivas varían de pórfido cuarcífero a microgranito. Distintas variedades de pórfido cuarcífero correspondientes a pulsaciones separadas del magma granítico, pueden distinguirse en una sola intrusión por rasgos texturales, tales como el tamaño y la forma de los fenocristales de cuarzo y feldespato. Sin embargo es poco probable que

tales variaciones reflejan cambios químicos importantes; la composición inicial del magma granítico ya estaba ubicada en la zona de baja temperatura del sistema Or-Ab-SiO₂.

Una característica notoria de estas intrusiones ácidas es su riqueza en turmalina. Este mineral ocurre como rosetas diseminadas dentro de la roca, como capas sobre planos de junta e impregnando la matriz de las brechas.

Caldera de Cerro Negro .- Esta estructura ovaloide que mide 2 km por 1 km se levanta bruscamente de la superficie circundante. La depresión central contiene tufos estratificados, y el borde, con forma de una loma estrecha, está compuesto por microgranito, brecha intrusiva y tufos que han sido endurecidos por los intrusivos.

La superficie intemperizada del tufo es marrón y rugosa. Cerca de la brecha intrusiva el color se vuelve gris. La estratificación se observa mejor en la parte oriental del anillo, donde las capas buzcan 40° hacia el Suroeste; en la parte norte el buzamiento es de 55° al Este. Estos buzamientos empinados y contrapuestos caracterizan la deposición de piroclásticos en cráteres.

En general el tufo es de grano mediano a grueso. Fragmentos que sobrepasan los 2 cm. de diámetro son relativamente raros, excepto en el Noreste donde inclusiones de 5 – 10 cms. de diámetro son bastante comunes. Es probable que material de la Granodiorita Yarabamba triturada sea el constituyente clástico principal del tufo, aunque la fuerte alteración impide las identificaciones en el campo. Otros tipos de roca reconocidos en el tufo son: pizarra de grano muy fino a chistolita, lutita bandeada y cuarcita, todos obviamente derivados de la formación Yura, y bloques de un pórfido cuarcífero con fenocristales de cuarzo excepcionalmente grandes. Los fragmentos son mayormente angulares.

La brecha intrusiva consiste de fragmentos de microgranito en una matriz de tufisita*⁴ negra en la cual granos de vidrio volcánico son abundantes. Localmente la matriz ha sido impregnada de cuarzo, turmalina, especularita y aun crisocola. Las proporciones volumétricas de matriz a inclusiones varían muchísimo. Fluctúan desde una brecha de ruptura (shatter breccia) del microgranito con vetillas de la tufisita penetrando entre los bloques (Lámina IIIb), a tufisita casi pura con pequeñas inclusiones de vidrio y de microgranito. Dentro de la brecha se encuentran zonas donde características tales como tamaño de fragmento, grado de redondeamiento y distribución de los fragmentos tienden a agruparse según sus tamaños; diámetros de 1.5 cm. a 4 cm. son los más comunes (IIIc).

En el lado occidental de la depresión central hay un cuerpo alargado de pórfido cuarcífero que corta el anillo de brecha en dos lugares. Este pórfido contiene fenocristales grandes de cuarzo, biotita y feldespato.

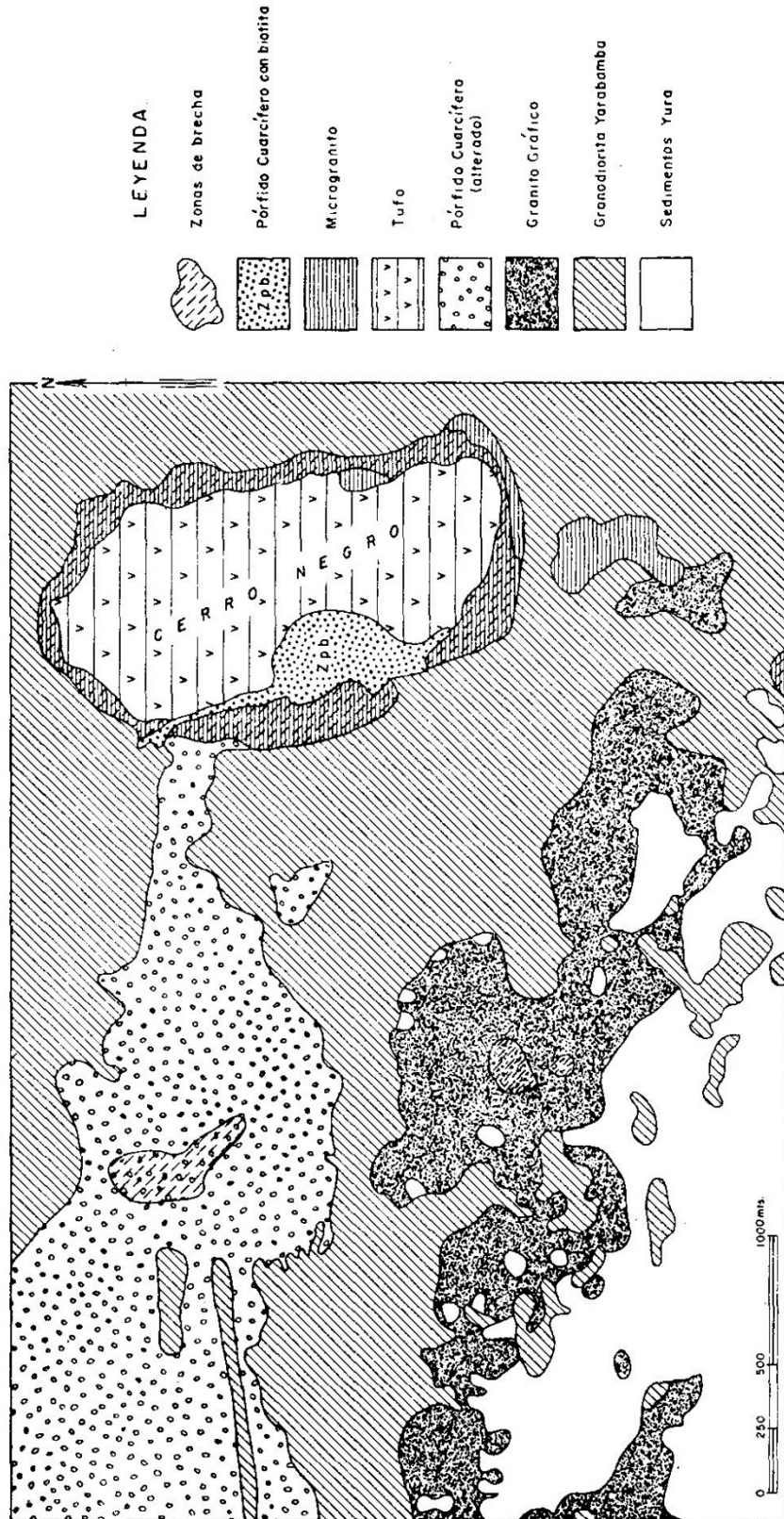


Fig.14 . - Croquis geológico de C° Negro
(Ubicación : véase Fig.7)

La secuencia de los sucesos ígneos en C° Negro fue probablemente la siguiente :

1. Emplazamiento de un cuerpo de magma granítico cuyo techo quedaría cerca de la superficie.
2. Formación de una diatrema que perforó la roca de techo, emitiendo material piroclástico.
3. Formación de una fractura anular encima de la cámara de magma, con el consiguiente hundimiento del bloque central con su cubierta de piroclásticos, originando una caldera.
4. Intrusión del magma en la fractura, formando un dique de microgranito en forma de anillo.
5. Reactivación de la fractura y nuevo hundimiento del bloque.
6. Ascensión de gases volcánicos a través de la fractura, con desarrollo de brecha tufisítica a costa del microgranito (ver Richey, 1940).
7. Mineralización de la brecha por cuarzo, turmalina, etc.
8. Intrusión del pórfido cuarcífero.

Cerro Verde .- Este stock es una intrusión múltiple de pórfidos cuarcíferos, probablemente en forma de embudo. Tanto los pórfidos como la granodiorita y el gneis de caja adyacentes han sufrido alteración muy intensiva; también hay mucha brechación de las rocas del stock y de las rocas de caja cercanas. Casi todas las brechas son de ruptura. Unas vetillas de tufisita y algunos pebble dikes angostos han sido observados; sin embargo, es poco probable que existe una chimenea de brecha intrusiva y se estima que el transporte hacia arriba de material lítico por fluídos fue de importancia menor.

Sericita, alunita, arcilla, sílice y turmalina se formaron en grandes cantidades como resultado de procesos secundarios.

Los pórfidos cuarcíferos llevan fenocristales corroídos de cuarzo bipiramidal, acompañados por fenocristales euhedrales de feldespato y a veces de biotita, en una matriz microcristalina. Comúnmente todos los minerales, con la excepción importante del cuarzo, han sido totalmente alterados por los fluídos hidrotermales que acompañaron estas intrusiones ácidas.

Se han registrado texturas transicionales entre pórfido cuarcífero y microgranito; el cambio de una textura a otra se logra por un aumento del tamaño de grano de la matriz cuarzo-feldespática, coincidente con una reducción en la prominencia de los fenocristales.

Los microgranitos están compuestos principalmente de cuarzo y ortosa, frecuentemente con intercrecimientos micrográficos de los dos minerales. Fenocristales de plagioclasa y de cuarzo corroído también ocurren. La plagioclasa está zonada de aproximadamente An₅₆ a albita. La biotita y un mineral opaco son universales en las muestras frescas, a veces acompañándolas una hornblenda verde.

Generalmente la acción hidrotermal ha causado la alteración de los minerales máficos a clorita, uralita y esfena, y la transformación de la plagioclasa a arcilla. Algunas variedades de microgranito son mineralógicamente idénticas al Microgranito C° San José.

Diques

Los diques son raros en este cuadrángulo. La mayoría de ellos se encuentran en la vecindad de C° Verde. Casi todos tienen rumbo NW-SE. Se han distinguido tres grupos :

diques oscuros, delgados, que cortan el gneis. Hay variedades andesíticas y lamprofídicas igualmente afectadas por metamorfismo termal causado por las intrusiones plutónicas adyacentes. Estos diques pueden ser contemporáneos con las rocas efusivas de la formación Chocolate.

Al Sur de C° Verde, cerca al límite sur del gneis, un dique grueso de rumbo NW-SE puede seguirse varios kilómetros. La roca es de grano mediano, con textura hipidiomórfica granular, y ha sido afectado por alteración hidrotermal bastante fuerte. La roca es parecida a la Granodiorita Yarabamba y podría ser comagmática con ella.

Algunos diques de aspecto tonalítico con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, cruzan el gneis y la formación Chocolate al Este y al Norte de C° Verde. Estos diques se consideran como apófisis menores de la Granodiorita Tiabaya.

Brechas volcánicas de edad Toquepala

En la Quebrada Linga, en el límite suroccidental del Complejo de La Caldera, está expuesta una brecha volcánica. La matriz compuesta de un tufo andesítico, contiene abundantes bombas volcánicas de la misma composición y algunos fragmentos de lutita moderada, estos últimos derivados de la formación Yura. La brecha es compacta, endurecida e impregnada con epidota, como consecuencia de metamorfismo termal inducido por las

intrusiones del Grupo Linga. La ausencia de fragmentos de rocas plutónica es evidencia adicional de que la brecha es más antigua que las intrusiones mayores. Probablemente la brecha pertenece al episodio volcánico Toquepala.

Jenks (1948, p. 69) se refiere a una chimenea volcánica llamada Huayrondo, llena de tufos andesíticos. Investigaciones de campo realizadas por el autor indican que los tufos y brechas volcánicas que afloran en esta localidad pertenecen a un área extensa de rocas volcánicas de la formación Toquepala, que han sido intruídas y metamorfizadas por la Granodiorita Yarabamba. No se observó ninguna estructura de tipo chimenea y se considera que las brechas ocuren como una intercalación dentro de la secuencia Toquepala.

EMPLAZAMIENTO DE LAS ROCAS INTRUSIVAS

Intrusión Caballo Blanco

Las relaciones de este grupo plutónico con el gneis circundante son transcortantes, siendo menores o ausentes los efectos de granitización; además la masa es bastante homogénea. Esta intrusión se emplazó en una etapa muy avanzada de una orogénesis pre-Mesozoica, probablemente por procesos de “stoping” magmático y asimilación.

Grupo de intrusiones Pampa de Huagri - Río Tambo

Las rocas más comunes de este grupo son tonalitas y granodioritas. Indudablemente fueron emplazadas como una serie de intrusiones de composiciones no muy diferentes, dentro de un período relativamente breve. Los granitos de C° Largo y Los Tres Cerros no se ven en contacto con las granodioritas y tonalitas; sin embargo observaciones realizadas en otras partes del Batolito de la Costa indican la probabilidad de que los granitos sean posteriores a las otras rocas del grupo. Los contactos de los varios plutones del grupo son nítidos y transgresivos. La estratificación de las rocas de caja circundantes ha sido poco distorsionada por las intrusiones, lo cual indica emplazamiento por procesos de “stoping” magmático.

Complejo de La Caldera

El Complejo está dividido en dos zonas por el tabique de sedimentos Yura. Distintos tipos de roca ocurren en cada una de las dos zonas. Aunque la secuencia de intrusión de las distintas unidades plutónicas en cada zona se conoce con cierta precisión, el aislamiento de

las zonas inhibe la composición de una secuencia de intrusión válida para todo el complejo; por ejemplo, no se sabe si la Granodiorita Tiabaya es más joven o más antigua que el Grupo Linga.

Debido a una combinación de factores de petrología y clima, la mayoría de los afloramientos de roca intrusiva están cubiertos por bloques y productos de intemperismo; de esta manera las condiciones para el estudio de los contactos son poco favorables. En algunos casos no se ha visto evidencia positiva que defina cuál roca intruye a cuál (las evidencias positivas que tipifican por apófisis de la roca más joven penetrando en la roca más antigua o por inclusiones de la roca más antigua en la más moderna) y se ha hecho una interpretación provisionada basada en evidencias no totalmente concluyentes, como cambios de textura, indicaciones de alteración, etc.

El gabro ha sido intruído por magmas posteriores de tal manera que los contornos iniciales del cuerpo ya no pueden hallarse. En particular no se sabe si tuvo forma de un plutón con lados empinados o si fue un lacolito o phacolito de grosor limitado. Hay evidencias que dan la idea que fuera de forma lenticular: (1) en el lado Suroeste del C° de Las Lomas el gabro parece sobreyacer a rocas dioríticas de grano fino a intermedio, con un contacto de ángulo bajo; (2) el metamorfismo de contacto encontrado en los sedimentos y volcánicos es menor que lo que se espera correspondería a los efectos causados por un volumen grande de magma básico. La estratificación ígnea invita a comparar con las conocidas intrusiones básicas estratificadas de Skaergaard, Stillwater, etc. (Wager y Brown, 1968); sin embargo, el gabro de La Caldera difiere de estos por su variabilidad (aparentemente caprichosa) de textura y por la naturaleza discontinua y a veces contorsionada del bandeamiento. Es evidente que condiciones de composición, temperatura y presión favorecieron la estratificación gravitacional de los minerales. Por otro lado parece que no persistieron condiciones tranquilas de deposición que hubiesen permitido el desarrollo de una secuencia regular de capas como se encuentra en las localidades clásicas ya citadas.

Durante breves períodos celdas del magma gabroide se habrían mantenido inmóviles, permitiendo que los cristales se acumularan simplemente por gravedad, con la formación de capas donde las corrientes magmáticas y otras condiciones favorecieron este proceso. Invariablemente estos períodos fueron interrumpidos por disturbios que detuvieron la estratificación, causando la distorsión o aún la destrucción de las capas ya formadas. Como causas alternativas o coincidentes de estos disturbios se proponen: (1) los movimientos tectónicos relacionados al levantamiento persistente de un eje positivo; (2) la inyección de nuevos incrementos del magma gabroide.

Pórfido Xenolítico .- Un grupo de pequeños cuerpos de esta roca afloran a lo largo de una línea orientada NNW-SSE sobre una distancia de 10 kms. Parece muy probable que estos cuerpos estén unidos a poca profundidad por un dike de la misma composición, mi-

diendo aproximadamente 1 km de ancho. El pórfido xenolítico corta el gabro y a su vez está cortado por el Granito Tambo.

Grupo Linga .- El ángulo de buzamiento de los sedimentos Yura aumenta repentinamente a medida que uno se acerca a esta masa plutónica, indicando que el magma se emplazó con fuerza suficiente para doblar la estratificación hacia arriba. Sin embargo, estos efectos están restringidos a las cercanías del plutón y no hay evidencias de plegamiento intensivo u otras modificaciones estructurales importantes en las rocas de caja, causadas por intrusión forzada.

El Grupo Linga es un ejemplo importante del proceso de asimilación magmática. Restos aislados del gabro están presentes como testigos del material contaminante, y dentro de la serie muy variable de rocas que constituye el Grupo se puede estudiar todo grado de modificación del magma ácido original.

Rocas de este grupo no están expuestas en contacto con el Pórfido Xenolítico y se ignora la secuencia de intrusión de las dos unidades.

Granitos de Tambo y Jahuay .- La naturaleza de los contactos de estos granitos con el Grupo Linga no se ha aclarado definitivamente; pero las inclinaciones de los contactos, a groso modo, parecen indicar que los granitos se hubieran intruído antes de las monzodioritas.

Los dos cuerpos de granito tienen ciertas características en común : primero, son de una petrografía muy parecida; segundo, ambos están ubicados en los costados de la masa del Grupo Linga; tercero, ambos muestran elongación paralela al rumbo regional. El conjunto formado por el Grupo Linga y los dos cuerpos de granito nos da la impresión de una simetría bilateral.

Es posible que los dos granitos fueron comagmáticos y que fueron intruídos más o menos contemporáneamente. En base a este concepto se sugiere que existía una sola fuente de magma granítico primario en esta zona. La pulsación inicial (o pulsaciones iniciales) de este magma se habría emplazado mayormente por “stoping”, con la asimilación activa de las rocas invadidas y la producción de un magma fuertemente contaminado. Después de un corto lapso, condiciones tectónicas de tensión normal al rumbo regional habrían facilitado la intrusión de nuevas pulsaciones del magma primario, no contaminado, en los dos lados de la masa principal.

Microgranito Cerro San José .- El microgranito que forma un sill en la cumbre de este cerro podría representar una inyección del magma granítico primario; pero la ocurrencia en el mismo cerro de abundantes láminas intrusivas delgadas, no persistentes, de igual composición a la del sill, respaldan la posibilidad de que el microgranito se hubiera originado de la

monzodiorita por diferenciación, constituyendo la última fracción del mapa que fue exprimida en las fases terminales de consolidación.

Granodiorita Yarabamba .- La granodiorita Yarabamba es una unidad plutónica mayor; la parte que aflora en el cuadrángulo de La Joya constituye una proporción pequeña del área total. Hay amplias evidencias de que el techo de la Granodiorita es una superficie bastante plana. En muchos lugares entre C° Sumbilaca y C° Verde se ve que el contacto con la formación Yura está inclinado a un ángulo bajo, más o menos conforme con la estratificación de las rocas de caja. Parece que la granodiorita no produjo mayor empuje contra las rocas de su techo, sino se emplazó tranquilamente por stoping de los sedimentos sobreyacentes. Algún horizonte de la formación Yura (o su piso) parece haber influenciado la ubicación del límite superior alcanzado por el magma.

Se supone que la Granodiorita Yarabamba está cortada por el Granito Jahuay, pero las relaciones de contacto no son completamente claras. Se sabe con más seguridad que la Granodiorita Yarabamba está cortada por la Granodiorita Tiabaya.

Granito Gráfico .- Esta roca está relacionada genéticamente a la Granodiorita Yarabamba, ocurriendo exclusivamente en los contactos de baja inclinación sobre la Granodiorita y las areniscas sobreyacentes de la formación yura. Se originó por transformación metasomática del sedimento arenoso. Emanaciones del magma granodiorítico penetraron el techo sedimentario donde álcalis y alúmina se combinaron con el cuarzo clástico, produciendo feldespatos alcalinos intersticiales (proceso de feldespatización). Comúnmente el sedimento feldespatizado recrystalizó, formando así una roca de apariencia muy distinta que consiste de cuarzo y microperita, y que se caracteriza por su textura gráfica.

Localmente la roca logró movilizarse, mostrando relaciones intrusivas contra las rocas madres. Donde la movilización fue más completa la textura gráfica se ha convertido en textura ígnea normal, es decir hipidiomórfica granular.

Los efectos metasomáticos asociados con intrusiones magmáticas raramente alcanzan la magnitud del ejemplo citado. Se estima que el proceso se facilitó por la abundante presencia de volátiles que migraron hacia la parte superior del magma granodiorítico, concentrándose debajo del techo sedimentario subhorizontal.

Granodiorita Tiabaya .- El afloramiento de este plutón tiene forma oval con su eje mayor orientado NW-SE (solamente la parte sur se encuentra en el presente cuadrángulo). Se cree que los contactos son muy empinados o verticales.

En comparación con las otras intrusiones mayores ya mencionadas, este cuerpo tiene una forma bastante regular, aunque la simetría está algo malograda por el apófisis que se

extiende hacia el WNW desde el límite sur del plutón. La forma de la intrusión corresponde más a un cilindro de sección elipsoidal que a un cuerpo tabular emplazado dentro de un plano de debilidad. No se ha registrado evidencia que apoyaría la hipótesis de Jenks (1948, p. 67) quien considera que la Granodiorita Tiabaya es un cuerpo de forma tabular, inclinado con alto ángulo.

No se duda que el mecanismo de stoping fue dominante durante el emplazamiento de la Granodiorita.

La Granodiorita Tiabaya corta la Granodiorita Yarabamba.

Pórpidos cuarcíferos y microgranitos, subvolcánicos.- En el cuadrángulo de La Joya, y en el de Puquina que está ubicado al Este, ocurren dentro de la Granodiorita Yarabamba (y a menor grado, en los sedimentos sobreyacentes) numerosos stocks de microgranito y pórfido cuarcífero, con los cuales están asociadas chimeneas de brecha impregnada con turmalina.

Esta notable asociación de la Granodiorita y las intrusiones graníticas de grano fino, y la riqueza excepcional en volátiles de ambas unidades ígneas, parecen indicar alguna relación genética cercana entre ellas. Obviamente es una tentación considerar los microgranitos y pórfidos cuarcíferos como diferenciaciones ácidas del magma granodiorítico; sin embargo los stocks graníticos se emplazaron considerablemente más tarde que la Granodiorita.

Los tufos de C° Negro, originalmente depositados sobre la superficie de erosión de entonces, fueron hundidos debajo de dicha superficie por subsidencia del bloque circunscrito por la fractura anular.

En vista del diámetro pequeño de la caldera se considera poco probable que los tufos hubiesen bajado por más de 1 km.

Se sabe que la superficie de la Granodiorita Yarabamba en esta área coincide aproximadamente con la base de la formación Yura. Al tiempo de su emplazamiento, la Granodiorita quedaba cubierta por la potencia total de la formación Yura, más una proporción importante de la formación Toquepala. Se estima que la profundidad de intrusión fue probablemente de 7-8 km y ciertamente no menos de los 5 km. Considerando que en el nivel actual de erosión los tufos de C° Negro están rodeados por la Granodiorita Yarabamba, es una deducción lógica que cuando la diatrema de C° Negro alcanzó la atmósfera, la Granodiorita ya se había intruído, solidificado y logrado exponerse (o casi exponerse) en superficie por efectos de erosión.

En conclusión, la distribución coincidente de la Granodiorita Yarabamba y de las intrusiones graníticas puede indicar una relación genética entre los dos magmas; sin embargo la diferencia en edad requiere que tal relación, si es que existió, fue distante.

Afloramientos de la Granodiorita Tiabaya alcanzan el mismo nivel topográfico que los tufos de C° Negro. Esto indica que la chimenea y presumiblemente las otras intrusiones graníticas del grupo, se emplazaron posteriormente al plutón de granodiorita.

CONSIDERACIONES ESTRUCTURALES

Se considera que el granito de Caballo Blanco pertenece a la formación cristalina pre-Mesozoica de la Costa meridional del Perú. Su mineralogía y textura son distintas a las de las rocas intrusivas típicas del Batolito (cuyas edades fluctúan entre ~40 m.a. y ~100 m.a.). Es muy raro que estas últimas tengan la muscovita, que constituye el mineral máfico dominante del plutón en discusión.

El cuerpo plutónico de Caballo Blanco puede clasificarse como el tipo “tardi-orogénico” y correspondería al grupo de los granitos del epizona de Buddinston (1959).

La mayoría de las rocas intrusivas del cuadrángulo son de edad posterior a la formación volcánica Toquepala (Cretácico Superior – Terciario Inferior). Estas intrusiones ocurren en dos áreas geográficas que corresponden a dos unidades tectónicas: 1) el Complejo de La Caldera; 2) el grupo de intrusiones que afloran entre Pampa de Huagri y el Río Tambo, en el Sur del cuadrángulo.

El complejo de La Caldera ocupa la esquina nororiental del cuadrángulo. Muchos de los contactos internos del Complejo están orientados según NW-SE, paralelos al rumbo andino regional.

El Complejo se introdujo en un eje estructural positivo el mismo que se reactivó en el Cenozoico tardío. El límite suroccidental del Complejo está bien definido y coincide aproximadamente con el cambio topográfico entre las pampas de la Costa y el pie de los cerros de la Cordillera de La Caldera.

El área ocupada por el Complejo de La Caldera actuó como un bloque tectónico que ascendía con relación al terreno que se extendía al Suroeste del límite ya mencionado. Es probable que este movimiento diferencial continuó después de la solidificación de las rocas intrusivas. (Siguiendo el rumbo del límite hacia el Norte, en los cuadrángulos de Arequipa y A plao, los sedimentos de la formación Moquegua están fuertemente flexionados hacia arriba en las proximidades de las rocas plutónicas).

Es posible que las varias intrusiones que afloran esporádicamente entre Pampa de Huagri y el Río Tambo se unan a una profundidad no muy grande. Jenks (1948, p. 61) escribe: “Si la delgada cubierta de la formación Sotillo fuese removida de las pampas de

Sihuas, San José y La Joya, es muy posible que rocas ígneas plutónicas,, semejantes a las de la Cordillera de La Caldera estarían expuestas con intercalaciones de rocas más antiguas; esta creencia está justificada por la presencia de los afloramientos en El Toro, cerca del valle de Tambo y en la línea del ferrocarril, cerca de Huagri”. Sin embargo, queda ampliamente comprobado que las rocas del grupo Huagri-Río Tambo tienen otras características petrológicas a las rocas del Complejo de La Caldera. Hay que subrayar que no existe ninguna evidencia que tienda a confirmar la presencia de rocas plutónicas debajo de los sedimentos de la formación Moquegua que cubren las pampas de las partes centrales y septentrionales del cuadrángulo.

HISTORIA INTRUSIVO - TECTONICA DEL COMPLEJO DE LA CALDERA (Esquema tentativo)

1. Intrusión del gabro. El magma básico penetró a un nivel donde la carga litostática permitió penetración lateral en forma de un sill o lopolito.
2. Fase temprana de tensión NE-SW. Se intruyó el dike de pórfido xenolítico.
3. Intrusión de la Granodiorita Yarabamba por “piecemeal stoping” (separación de pedazos irregulares de la roca de caja) bajo condiciones tranquilas, sin la acción de mayores fuerzas verticales. Formación contemporánea del Granito Gráfico.
4. Intrusión del Grupo Linga. El emplazamiento de las varias pulsaciones fue controlado por planos de debilidad NW-SE y acompañado por fuerzas verticales a lo largo de un eje del mismo rumbo.
5. Intrusión de los granitos “laterales” (de Tambo y Jahuay), probablemente durante el episodio de tensión NE-SW.
6. Intrusión de la Granodiorita Tiabaya. La forma muy regular de este plutón sugiere la posibilidad de un emplazamiento por el hundimiento de un gran bloque cilíndrico. Intrusión simultánea de diques de composición similar.
7. Penetración de stocks y chimeneas volcánicas de pórfido cuarcífero y microgranito, asociada con actividad volcánica.

PETROGENESIS

De los varios tipos de rocas que ocurren en el cuadrángulo de La Joya, algunos parecen haberse formado de magmas primarios y otros son obviamente los productos de magmas derivados (ver Turner y Verhoogen, 1960, p. 431).

En el Complejo plutónico de La Caldera, cuya geología intrusiva se conoce en cierto detalle, se reconocen tentativamente tres magmas de tipo primario que se han trasladado desde su sitio de formación al lugar de intrusión sin mayores cambios de composición. Estos magmas están representados por : 1) el gabro; 2) los granitos de Tambo y Jahuay; y 3) la Granodiorita Yarabamba.

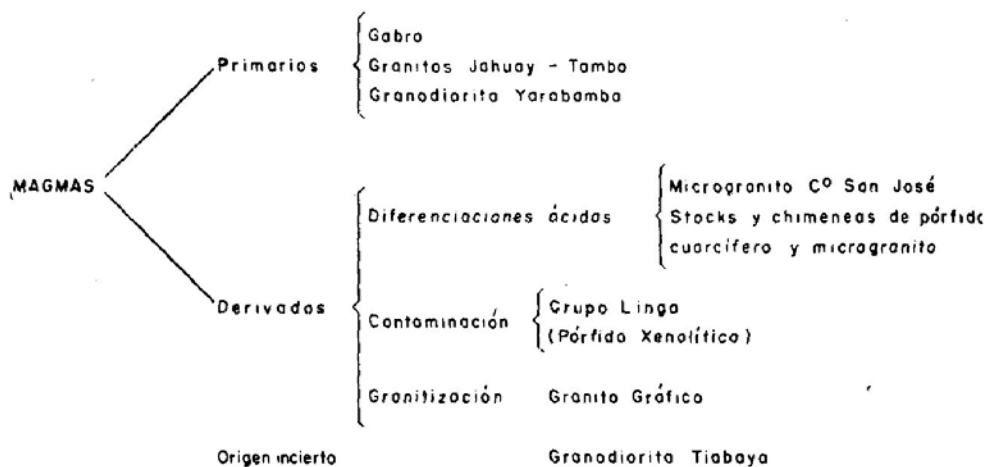
De acuerdo con las ideas actuales sobre los orígenes de los magmas, se supone que el gabro se derivó por fusión de material básico en la parte superior del manto terrestre.

Los magmas ácidos fueron formados en niveles bajos de la corteza de la tierra, por fusión diferencial de diversas rocas. El magma granítico representa las primeras fases de fusión debidas al aumento de la temperatura; su composición corresponde a la zona de baja temperatura del sistema Or-Ab-SiO₂. El magma granodiorítico representa el producto de una fusión más completa, relacionada a temperaturas más elevadas.

Los demás magmas han derivado de los magmas primarios por dos procesos principales : 1) diferenciación, 2) contaminación. El primer caso está representado por los

CUADRO 2

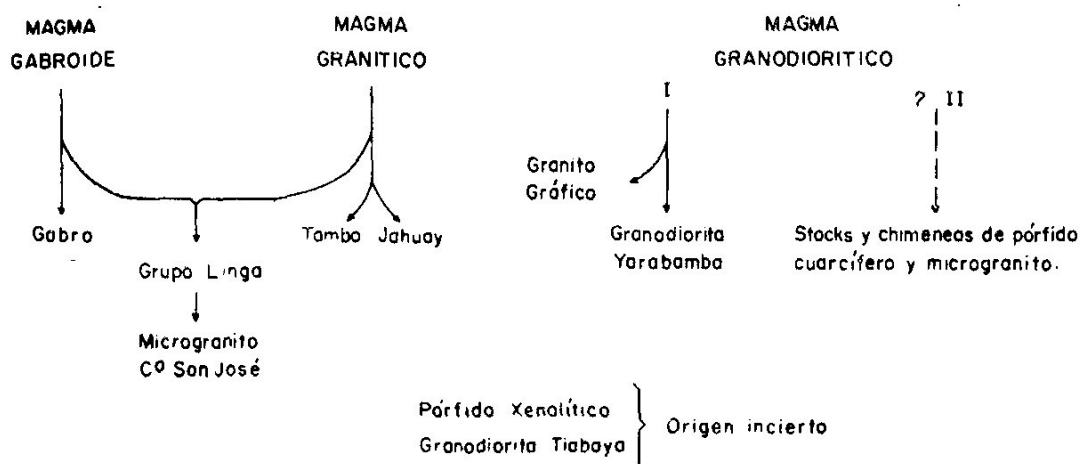
CLASIFICACION DE LOS MAGMAS DEL COMPLEJO DE LA CALDERA



microgranitos y pórfidos cuarcíferos que son productos de diferenciación a profundidad de un magma madre desconocido. El segundo está ampliamente ilustrado por el Grupo Linga, testigo de la fuerte contaminación de un magma primario granítico por rocas básicas.

CUADRO 3

ESQUEMA PETROGENETICO PARA EL COMPLEJO DE LA CALDERA



METAMORFISMO DE CONTACTO

Un problema importante en la geología de estos cuadrángulos es el referente al metamorfismo, por la similitud de algunas rocas del complejo basal con rocas metamórficas de la zona de contacto de ciertos intrusivos del batolito de La Caldera.

Los intrusivos del batolito La Caldera quedan en contacto con rocas que pertenecen al Terciario, Cretáceo y aun a formaciones más antiguas, las cuales en muchos casos se presentan como techos colgantes. En la mayoría de los casos los sedimentos y volcánicos solo muestran alteraciones de tipo hidrotermal de bajo grado, con abundante desarrollo de minerales hidratados (por ejempli, clorita), además de silicificación y pritización.

En superficie estas rocas alteradas tienen una apariencia diferente a la de las rocas originales, debido a cambios de color (a verdoso, rojizo o marrón por la presencia de clorita y minerales de hierro) así como de textura, estructura, compactación, etc.

Los efectos de un metamorfismo de contacto más fuerte se presentan en áreas limitadas próximas a los contactos de los intrusivos con los sedimentos o de intrusivos entre sí,

donde las rocas pasan desde metasedimentos hasta el grado de esquistos, estos últimos tienen cierto parecido con los del Complejo Basal.

Los afloramientos más característicos de rocas metamórficas de contacto se encuentran en los alrededores y al norte de Cerro Verde. A 4 km al NW del cerro mencionado, en el contacto entre el volcánico Chocolate y un cuerpo de diorita, se observa una franja de 2 km de largo por 600 a 800 m. de ancho de volcánicos metamorfizados.

Los derrames andesíticos presentan un desarrollo de textura esquistosa y cerca del contacto se nota ocurrencia de epidota secundaria. A la altura del túnel de Tiabaya las capas de la formación Yura muestran un metamorfismo en los contornos de pequeños apófisis de microdiorita porfídica de color gris pálido. Las capas de lutitas han sido alteradas a argilitas que alternan con bandas de areniscas cuarcíticas. En estos metasedimentos se observa claramente el rumbo y buzamiento general de las capas originales. El contacto de estos metamórficos con los gneis gris oscuros que afloran en los alrededores de C° Verde, es difusa y da la impresión de ser transicionales; sin embargo los gneis tienen un bandeamiento bien definido, las franjas oscuras se componen de biotita, muscovita y hornblenda y las claras de cuarzo y feldespatos; además, el buzamiento de la foliación de estas rocas es casi vertical, posición que difiere claramente de los metasedimentos.

En la parte meridional de la Joya, rocas metamórficas similares se reconocen en el lado oriental del C° Escalera, allí los volcánicos Chocolate en contacto con el intrusivo granodiorítico se presentan alternados y en parte, silicificados. Otro afloramiento de roca metamórfica se encuentra al Sur de la estación ferroviaria de Cachendo.

El metamorfismo de contacto en las rocas intrusivas debido a inyecciones más recientes se observa en varios lugares y se manifiesta por cierta esquistosidad en la zona de contacto. Un ejemplo bastante importante se encuentra al Norte de Cerro Verde, donde en un sector de dioritas intruídas por las granodioritas de Tiabaya se ha desarrollado una esquistosidad, por la formación de lineaciones de hojuelas de biotita más o menos paralelas al contacto.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural el área del presente estudio se caracteriza por presentar suaves plegamientos y fuerte fallamiento de tipo tensional. Las rocas antiguas de la Cadena Costanera se encuentran dislocadas en bloques por varios sistemas de fallas.

Plegamientos

En el área de Mollendo y La Joya no hay mayores deformaciones por esfuerzos de compresión. En unos pocos lugares, especialmente en la cuña sedimentaria del Grupo Yura que se halla dentro del batolito de la Caldera, se han observado suaves pliegues anticlinales y sinclinales.

Las rocas sedimentarias y volcáicas (grupos Yura y Toquepala) que afloran inmediatamente al Sur y Suroeste de la Caldera, tienen rumbos aproximadamente paralelos al contacto con el intrusivo e inclinaciones suaves al S y SW, conformando simples monoclinales. Estas estructuras pueden haberse originado por el empuje del intrusivo durante su emplazamiento.

En la faja de afloramiento del grupo Yura, que a manera de un gran techo colante se halla sobre el macizo de la Caldera, existen pequeños pliegues de flancos suaves con ejes de rumbo NW-SE. En el Cerro Nicholson ubicado en el borde Norte del cuadrángulo, las calizas Socosani del Liásico superior-Bajociano inferior se encuentran plegadas en un sinclinal de rumbo NW. Las capas continentales de la formación Moquegua se presentan en general con posición horizontal a sub-horizontal, y raras veces con buzamientos altos o formando flexuras.

Fallamientos

Las fallas constituyen los rasgos estructurales más importantes observados a lo largo de los cerros de la Cadena Costanera, donde afectan a las rocas del Complejo Basal de la Costa.

Las fallas mostradas en el mapa se evidencian en el campo por rasgos topográficos como alineamiento de escarpas, truncamiento de diques, dirección de quebradas, desplazamiento de estructuras preexistentes, zonas de cizallamiento, etc. A lo largo de las escarpas no se distinguen brechas ni espejos de falla, los cuales se supone han desaparecido por erosión. Tampoco ha sido posible determinar el desplazamiento producido por las fallas por la ausencia de horizontes guías reconocibles en el gneis, solamente en casos excepcionales se han terminado saltos de fallas de más de 20 m.

Por su disposición y orientación las fallas de la Cadena Costanera de Mollendo y la Joya se agrupan a “grosso modo” en tres sistemas :

- a. Fallas de rumbo Este-Oeste;
- b. Fallas de rumbo Noroeste-Sureste;
- c. Fallas de echelón

Fallas del sistema Este-Oeste

Las fallas comprendidas en este sistema se encuentran mayormente en las esquinas SW de la Joya y SE de Mollendo. La mayoría de ellas son de corto recorrido, las escarpas que señalan su orientación son casi verticales y sugieren un alto buzamiento hacia el Sur para los planos de falla. En algunos casos se trata de contacto-fallas entre los metamórficos del Complejo Basal y los cuerpos intrusivos, pero mayormente dislocan las rocas del basamento.

La falla más importante en la zona mencionada es la de Pampa Blanca. Esta estructura se reconoce desde el cerro Caballo Blanco en el Este hasta el cerro Yuta en el Oeste, es decir, en una distancia de 13 a 15 km. El recorrido de la falla está señalado por escarpas casi verticales y quebradas más o menos rectas. En algunos tramos de la falla se observan rocas cizalladas y milonitizadas de pocos metros de ancho; así como pequeños diques diabásicos. De la inclinación de la escarpa se deduce que el plano de falla buza de 70° a 75° al Sur. El bloque hundido es el del mismo lado.

A unos 2 km. al Norte del extremo W de la falla Pampa Blanca, se reconoce otra falla con rumbo N 75° W que corre por una distancia de 10 a 12 km dislocando un cuerpo granítico que intruye a los gneis. La escarpa que denota la falla se inclina hacia el Sur y como en el caso anterior el bloque hundido es el del lado Sur.

Otra falla del mismo sistema ha sido mapeada en el lado occidental del cuadrángulo de Mollendo, a pocos kilómetros al Norte de Pueblo Nuevo. La falla se puede seguir por cerca de 20 km desde la parte alta de la mina San José hasta límite Oeste de la hoja; a lo largo de este trayecto la estructura está evidenciada por escarpas, quebradas rectas, zonas de cizallamiento, etc. y, en los flancos de las quebradas profundas, como el valle de Quilca, por

zonas de brecha y alteración superficial. La falla afecta solamente a rocas del basamento, por el Este se pierde debajo de los aluviales del Cuaternario y por el Oeste se prolonga a la hoja de Camaná. La falla descrita se encuentra segmentada y desplazada por fallas del sistema NW-SE.

Por la inclinación de la escarpa se infiere que el bloque hundido es el del lado Sur.

Fallas del sistema Noroeste-Sureste

En este grupo se consideran todas las fallas cuyos rumbos varían entre NNW-SSE y NW-SE como puede apreciarse en el mapa geológico. La mayoría de estas fallas se encuentran entre Mollendo y el valle de Quilca. Las escarpas de algunas de las fallas se han seguido con ligeras discontinuidades por distancias de dos o tres decenas de kilómetros.

Las fallas del sistema que describimos interceptan y desplazan a las fallas de rumbo Este-Oeste, lo que significa que son posteriores.

Las fallas más importantes del sistema NW-SE son :

La que se ubica entre el C° Tarpuy por el Sur y el C° Contadero por el Norte. Es una falla de rumbo promedio N 40° W aunque en sus extremos se le nota un ligero arqueamiento hacia el Este. La escarpa de la falla se inclina con ángulo bien pronunciado hacia el SW. A lo largo de su recorrido contra los gneis y granitos antiguos, aunque en ciertos tramos constituye un contacto falla. El bloque hundido viene a ser el del lado SW. La falla ha sido reconocida por cerca de 20 km. Algunas fallas secundarias indican a ella sin producir desplazamientos.

La que se desarrolla entre el C° Quebrada Verde por el Sur y el valle del río Quilca por el Norte. Es una falla de cerca de 30 km. de longitud con rumbo promedio N 40° W. Su recorrido está señalado por una serie de quebradas rectas y, a veces, por cuellos en las cumbres de los cerros. A lo largo de su traza se reconocen zonas brechadas y cizalladas así como emplazamientos de diques diabásicos.

La estructura queda íntegramente en rocas metamórficas, |diques pegmatíticos emplazados en los gneis. Su buzamiento es casi vertical y aparentemente el bloque que ha bajado viene a ser el lado que da al Pacífico.

Otra falla del mismo sistema es la que se ha mapeado entre Punta Hornillos y su intersección con la anteriormente descrita en las lomas Calahuani al Norte de la mina San José. Las indicaciones de esta falla (escarpas, quebradas alineadas, etc.) se reconocen solo por tramos cortos, pues en la mayor parte de su trayecto está cubierta por detritos y depósitos aluviales.

La falla corta rocas metamórficas y un cuerpo de granodiorita del Cretáceo-Terciario. El rumbo promedio de la estructura es N 12° W; las escarpas observadas se inclinan hacia el Oeste y también parece que el bloque hundido viene a ser el del mismo lado.

Corresponden al mismo sistema las fallas reconocidas y mapeadas a lo largo de las quebradas Calahuani y Saucillo.

La falla Calahuani es ligeramente cóncava hacia el Oeste. La falla corta íntegramente gneis y en su recorrido disloca diques pegmatíticos y fallas del sistema E-W. El bloque hundido es el del lado Oeste.

La falla Saucillo sigue la quebrada del mismo nombre que viene a ser paralela al tramo inferior del río Quilca y, en general, tiene las mismas características que las anteriores.

Sistema de fallas en echelón

Varias fallas pequeñas con disposición “en echelón” se han mapeado a lo largo del litoral entre el puerto de Matarani y la punta Hornillos del cuadrángulo de Mollendo.

Las estructuras tienen rumbo N 30° W y sus planos de inclinación, observados en los acantilados, es del orden de 70 a 80° al SW. No se ha observado ninguna relación entre estas fallas y la del sistema NW-SE, por lo cual suponemos que se trate de fracturamientos secundarios conectados con algún fallamiento longitudinal a la costa.

Otras fallas

En la esquina Noroeste de la hoja de Mollendo se ha observado una escarpa conspicua formada en los gneis. La escarpa tiene rumbo N 60° E con fuerte inclinación al NW. Se supone que dicho rasgo corresponde a una falla que se extiende tanto al NE como al SE, a las hojas de Aplao y Camaná, respectivamente, áreas donde ha sido mapeada como falla probable. A unos 2 km al NW de la falla descrita se ha registrado otra falla probable de igual rumbo que ingresa del Cuadrángulo de Aplao. Ambas fallas dislocan las rocas metamórficas del Complejo Basal.

Igualmente, en la esquina SE de la hoja de La Joya se han mapeado dos fallas de rumbo NW que afectan a las rocas mesozoicas (Volcánico Chocolate y formación Guaneros) y terciarias (formación Moquegua).

La falla más meridional ingresa al cuadrángulo de Punta de Bombón por el valle de Tambo. En el flanco Norte del valle mencionado la falla pone en contacto al Volcánico Chocolate del Lías inferior con la formación Guaneros del Caloviano. No se conoce el salto de esta falla, pero a juzgar por el grosor de las formaciones actualmente yuxtapuestas, se supone que sea considerable. Asociadas con esta falla se encuentran las brechas de intrusión que se han mapeado en la quebrada de Huayrondo y en el flanco Norte del Valle de Tambo.

A pocos kilómetros al Norte de la falla descrita se encuentra otra de rumbo N 75° W que disloca la formación Guaneros. La traza de falla queda bien delineada en las lomas de Huayrondo, así como en los flancos de las quebradas Honda y Morillos; por su extremo sureste termina contra otra falla de rumbo NE.

Edad del fallamiento .- No hay evidencias precisas de la época del fallamiento. Las fallas reconocidas y mapeadas a lo largo de los cerros de la Cadena Costanera de Mollendo y la Joya, en unos casos solo afectan a los gneis y granitos del Complejo Basal, en otros dislocan a las rocas intrusivas del Cretáceo superior-Terciario inferior alojadas en los gneis.

Como se ha mencionado líneas arriba, las fallas del rumbo E-W parecen ser las más antiguas reconocibles en el terreno. Algunas de estas fallas dislocan tanto a los gneis como a los intrusivos más modernos.

Una falla del sistema referido pasa de la hoja de Mollendo a la de Camaná, donde no afecta a la formación Camaná del Oligoceno medio, lo que indica que el fallamiento E-W se habría producido aproximadamente entre el Cretáceo superior y el Terciario inferior. Las fallas de los otros sistemas no parecen ser mucho más modernas. Sin embargo, se supone que en épocas geológicas más recientes pueden haber sufrido reactivaciones.

Diaclasas

Las rocas intrusivas del batolito de la Caldera muestran diversos grados de diaclasamiento. Los macizos ígneos del borde Norte tienen diaclasas débiles con rumbo y buzamiento muy variados. El junturamiento más intenso se observa en el gran macizo denominado Complejo Linga. Aunque no se ha medido con mayor detalle las diaclasas existentes en este cuerpo, se puede asegurar que hay dos sistemas de junturamiento predominantes, uno de rumbo NW-SE y otro en dirección NE-SW. Estos sistemas dividen a las rocas en bloques tabulares y prismáticos de diversas dimensiones.

Estructuras en los gneis

El rumbo y el buzamiento del bandeamiento de los gneis no son uniformes ni constantes a través de los cerros y lomas de la Cordillera de la Costa. En las esquinas SE y SW de las hojas de Mollendo y La Joya, respectivamente, la foliación predominante tiene rumbos próximos a E-W con inclinaciones moderadas tanto al Norte como al Sur.

Sin embargo, en la mayor parte de los afloramientos gnéisicos de Mollendo la foliación tiene rumbo NW-SE con buzamientos hacia el SW. La dirección mencionada ofrece variaciones debido al fallamiento en bloques.

Localmente se observan en el gneis pliegues ptigmáticos cuyas dimensiones varían de 10 a 12 cm. de alto por 5 a 6 cm. de ancho.

Depresión Costanera

La formación Moquegua del Terciario superior y los clásticos del Cuaternario rellenan una antigua depresión longitudinal ubicada entre la Cadena Costanera y el pie occidental de los Andes.

Poco se ha investigado sobre el origen de esta depresión que se reconoce desde la latitud de Atico hasta la frontera con Chile. Bellido y Guevara (1963) al tratar sobre el particular, indican que la depresión es de origen tectónico y se debería a la presencia de los macizos costaneros por el Oeste, y a fallamientos normales longitudinales o en “echelon” a lo largo del frente andino. De acuerdo a los autores mencionados la depresión se habría formado a fines del Terciario inferior a principios del superior. Posteriormente la depresión fue colmada por clásticos continentales, originando las pampas.

GEOLOGIA ECONOMICA

Durante los trabajos de campo hemos efectuado estudios generalizados de los depósitos de minerales que se encuentran en el área.

La ubicación de las minas y prospectos indica que el borde oriental del batolito ha sido la zona más favorecida por los procesos de mineralización, y representa, aparentemente, la continuación hacia el Norte de la faja de depósitos de pórfido de cobre de Toquepala, Quellaveco y Cuajone, etc.

Numerosas compañías mineras han realizado estudios y trabajos de exploración en el área, con el fin de localizar depósitos de importancia económica; los resultados de estos estudios se desconocen por ser de carácter privado, pero existen algunas publicaciones sobre los yacimientos minerales de la región Sur del país, en los cuales se trata de los depósitos ubicados en los cuadrángulos de Mollendo y La Joya. Entre ellos mencionamos los de Basadre (1918), Jiménez (1918), Jenks (1948), Kiilsgaard y Bellido (1959), etc.

En la actualidad se ha reiniciado la exploración del yacimiento cuprífero de Cerro Verde por Cía. Andes del Perú. La Mina Rescate y otras situadas más al Sur se explotan en pequeña escala. También existen estudios sobre los depósitos no-metálicos como mica, cuarcitas, pizarras, coquinas, yeso, etc.

Depósitos metálicos

Los yacimientos metálicos consisten principalmente de minerales de cobre, los cuales están relacionados con algunos intrusivos del batolito de la Caldera. Como se ha indicado anteriormente, la mayor parte de los depósitos se encuentran en el lado oriental de dicho batolito, tanto en los mismos cuerpos intrusivos como en las rocas encajonantes.

Los yacimientos reconocidos son de los tipos de relleno de fisuras, chimeneas de brecha y depósitos de cobre diseminado.

Mina Linga

Esta mina se encuentra en las cabeceras en la Quebrada Linga, a 1,900 m. de altitud y aproximadamente a 30 km al SW de la ciudad de Arequipa. Es uno de los pocos depósitos que se conocen en la ladera occidental del batolito de la Caldera. Actualmente se encuentra paralizada.

La mina es accesible por medio de una trocha carrozable de 10 km que parte de la carretera Panamericana Sur desde un punto cercano a la Estación de la Joya; y luego, mediante una senda de 15 km de longitud.

La roca en el área de la mina es una diorita de color verde grisáceo a morado, de textura porfiroide y bastante fracturada. Los depósitos consisten de vetas de relleno de fisuras de 50 a 60 cm. de potencia, en las cuales los valores metálicos se presentan en forma de lentes y bolsonadas de chalcopirita y crisocola con óxidos de hierro.

Yacimiento de Cerro Verde

Este yacimiento es indudablemente el depósito económico más importante del cuadrángulo; la mineralización es de tipo “pórfido cuprífero”. El nombre de la localidad proviene de las manchas verdes de brochantita visibles en las laderas del cerro. El depósito, propiedad de la Andes Exploration Company, ha sido investigado sistemáticamente en los últimos años y ahora espera la iniciación de los trabajos de explotación.

La mineralización está asociada con un stock ácido intruído en el límite entre el gneis y la Granodiorita Yarabamba. Este stock es una intrusión múltiple, constituida por dos variedades de pórfido cuarcífero. Las rocas del stock y las rocas de caja circundantes están fuertemente fracturadas. En muchos lugares es tan intenso el fracturamiento que las rocas parecen haberse convertido en una brecha; sin embargo, según se sabe, las brechas son de tipo de ruptura y no existe un conducto volcánico con brechas transportadas.

Tanto el stock como las rocas adyacentes de caja han sufrido alteraciones intensivas con desarrollo de abundante sericita, alunita, arcillas y sílice. La turmalina es bastante común y en la cumbre del cerro aflora una roca color azul claro con alto contenido de dumortierita.

La mineralización está centrada en el stock, extendiéndose hasta cierta distancia en el gneis y la granodiorita. Los minerales de mena ocurren como granos diseminados y en la forma de películas dentro de microfracturas; la brechación favorece los valores altos.

Los sulfuros primarios son pirita y chalcopirita con cantidades menores de bornita y

molibdenita. El enriquecimiento secundario ha originado cantidades importantes de chalcocita. La brochantita es el mineral más importante entre los compuestos oxidados de cobre.

Mina Rescate

Esta mina se halla ubicada a 8 km al Suroeste de la mina de Cerro Verde, a 20 km al Sur de la ciudad de Arequipa y 2,750 m.s.n.m. Es accesible por medio de una trocha carrozable de 35 km que parte de Arequipa.

Según los informes disponibles (Killsgaard y Bellido, 1959) la mina fue explotada en dos oportunidades entre 1927 y 1942. La ley promedio del mineral fue de 3% de Cu, 30 gr. de Ag y 1 gr. de Au por tonelada.

Los trabajos mineros consisten en 9 niveles separados 30 m. unos de otros. El mineral fue extraído por un pique vertical y dos socavones conectados a la superficie.

Este depósito se encuentra en una chimenea de brecha emplazada en una diorita del batolito de la Caldera. La zona mineralizada tiene una forma lenticular 90 m. de longitud por 1 – 10 m. de ancho.

Prospecto de Cerro Negro

Este cerro se encuentra a 4 km al ESE de Cerro Verde. La estructura principal es una caldera de 2 km. de largo por 1 km. de ancho. La parte central de la caldera está ocupada por tufos estratificados, rodeados por un anillo de microgranito, brecha intrusiva y tufos.

En el borde occidental de la depresión aflora un cuerpo de pórfido cuarcífero que corta el anillo de brecha intrusiva.

Esta brecha se compone de fragmentos de microgranito en matriz tufácea, localmente está impregnada de cuarzo, turmalina y óxidos de hierro. En algunos cateos practicados en la brecha se nota una fuerte alteración hidrotermal con desarrollo de sericita, caolín, epidota y clorita. Los minerales de cobre que se reconocen son cuprita, crisocola, brochantita, malaquita y cobre nativo.

En la zona de enriquecimiento secundario se presentan chalcocita y covelita.

Depósitos no-metálicos

En el área estudiada se encuentran depósitos de mica, calizas, coquinas, yeso y arcillas. A excepción de los de mica que fueron explotados anteriormente en pequeña escala, los otros depósitos son de escaso valor comercial.

Mica

En el cuadrángulo de Mollendo se hallan los depósitos de mica más importantes de la Costa del Perú, ellos se localizan principalmente entre el valle de Quilca por el Norte, la quebrada Aranta por el Sur y la cadena de cerros que se hallan en el borde occidental de las pampas costaneras.

En el área señalada afloran íntegramente rocas gnéisicas del basamento, atravesadas por numerosos diques pegmatíticos de rumbo, ancho y dimensiones variables. Muchos de éstos han sido trabajados en pequeña escala por su contenido de mica. Las labores mineras son generalmente superficiales.

La mica, principalmente muscovita, se encuentra asociada con grandes cristales de cuarzo y feldespatos constituyendo las pegmatitas (véase descripción de las pegmatitas).

En los diversos trabajos practicados sobre los diques pegmatíticos para extraer la mica, se observa que este mineral se presenta en forma de pequeñas bolsondas y bandas delgadas irregularmente distribuidas a lo largo del dique.

Las láminas de mica tienen de 3 a 5 cm. de sección, excepcionalmente llegan a 10 cm.; sin embargo, la mayor proporción se encuentra triturada. La mica es de color blanco amarillento, pero generalmente se presenta manchada con óxido de hierro.

Los depósitos de mica del área han sido estudiados desde el punto de vista económico por D. Camminati (1942). Por ejemplo, este autor al referirse a la Mina San José, ubicada en las cabeceras de la Quebrada Calahuani, menciona que de cada metro cúbico de pegmatita se obtenía entre 20 a 25 kg. de mica bruta; de esta cantidad el 85% era rechazada por su pequeño tamaño o por mala calidad, del 15% restante se perdía el 25 al 30% debido al corte, obteniéndose, finalmente, de 2 a 5 kg. de mica comercial por cada metro cúbico de pegmatita. El autor también indica que mejorando los métodos de explotación y beneficio se podía aumentar el volumen de mica económicamente aprovechable.

Las pequeñas micas y prospectos del área se encuentran paralizadas desde hace más de dos décadas, debido principalmente a los bajos precios de la mica peruana en el mercado.

Como se ha mencionado anteriormente, en el área abundan los diques pegmatíticos con proporciones variables de mica, por lo que consideramos que en la región existen reservas más o menos considerables de mica de buena calidad, pero de tamaño pequeño.

Yeso

En el cuadrángulo de La Joya se presentan pequeños depósitos de yeso, generalmente asociados con sal común. El depósito de Huagri se encuentra a 900 m. de altitud, en el fondo de la quebrada del mismo nombre, cerca de su confluencia con la quebrada Salinas. Una trocha carozable que parte de la Panamericana da acceso a este yacimiento.

El yeso se presenta en dos bancos de 120 y 40 cm. de grosor, respectivamente, que se intercalan con las areniscas del miembro superior de la formación Moquegua. Los bancos son de carácter lenticular y de posición casi horizontal. El yeso es compacto, de textura granular y más o menos libre de impurezas. Localmente los bancos yesíferos están cubiertos por capas de arenas impregnadas de sal común, y hacia abajo pasan a capas de areniscas yesíferas.

El depósito ha sido explotado en pequeña escala por medio de trincheras y pequeños trabajos subterráneos.

Calizas

El depósito más importante de calizas se encuentra en el Cerro Nicholson; a este lugar se llega por medio de una trocha que parte de la carretera Arequipa-Lima, desde un punto ubicado a pocos kilómetros al Norte del túnel de Tiabaya.

Las calizas son compactas, de color gris a verde claro, en parte dolomíticas; hacia abajo pasan a calizas pizarrosas y mármoles.

Según Jenks (op.cit) las calizas tienen un alto contenido de MgO que haría difícil su aprovechamiento; el mismo autor señala que su cercanía a los intrusivos ha determinado la impregnación de algunos horizontes calcáreos con sulfuros de fierro y silicatos de calcio, lo que puede tener efectos perjudiciales para el cemento.

Coquina

En los niveles superiores de la formación Camaná que aflora a la orilla del mar cerca de Quilca, se presentan bancos de coquina hasta de 150 cm. de espesor, la cual puede ser empleada como fundentes y para la obtención de cal.

GEOLOGIA HISTORICA

Para un mejor conocimiento de los eventos geológicos ocurridos en los cuadrángulos de Mollendo y La Joya, recurrimos a los estudios hechos en la región de la Costa Sur del país, sin los cuales no es posible reconstruir la historia geológica del área que nos ocupa.

Las rocas más antiguas de la región afloran a lo largo de la Cordillera de la Costa, consisten de gneis y esquistos que se asumen al Precambriano y comienzos del Paleozoico inferior. Estas rocas constituyen el substratum cristalino y han sido denominadas Complejo Basal de la Costa; en el área estudiada afloran en casi toda la hoja de Mollendo. En general se supone que estas rocas metamórficas representan los restos de un antiguo sistema de montañas.

En la región sur del país no se han hecho hallazgos de sedimentos del Paleozoico inferior, las causas de esta ausencia son aún desconocidas, probablemente han ocurrido una serie de transgresiones y regresiones marianas, cuyos depósitos habrían desaparecido completamente por erosión.

Remanentes de sedimentos marinos del Devoniano inferior, denominados formación Majes (Paredes, 1964), se han reconocido en los valles de Majes y Tambo, sobreyaciendo al gneis. La formación se relaciona con el nivel inferior del grupo Cabanillas de la cuenca del Titicaca y de la Cordillera Oriental, lo cual indica que el mar devónico cubrió extensas zonas del Sur del país, incluyendo la actual Cordillera de la Costa.

Durante el Devoniano superior se habría producido una profunda denudación que alcanzó parcialmente el basamento cristalino; sobre dicha superficie se depositaron durante el Misisipiano, en un ambiente continental, las capas del grupo Ambo.

En el Pensilvaniano la región fue nuevamente invadida por el mar, depositándose las calizas, margas y lutitas del grupo Tarma, cuyos testigos quedan en las áreas de Atico y Ocoña.

Se sabe que las condiciones marinas iniciadas en el Pensilvanio continuaron hasta el Permiano inferior, sin embargo, los sedimentos correspondientes a esta última época no han

sido encontrados en la costa Sur del país, debido probablemente a erosión. En los cuadrángulos estudiados no están presentes las rocas devonianas, ni las correspondientes al Misisipiano, Pensilvaniano y Permiano inferior.

A comienzos del Permiano medio del área habría sufrido plegamiento, levantamiento y erosión, dando lugar a que se depositen los sedimentos continentales del grupo Mitu, los cuales sobreyacen con discordancia angular al grupo Tarma. Tampoco el grupo Mitu está presente en el área estudiada.

En base a lo expuesto, se infiere que durante el Paleozoico la región sufrió una serie de transgresiones y regresiones, depositándose tanto sedimentos marinos como continentales; los cuales sufrieron sucesivas y prolongadas denudaciones, a tal grado que en muchos sitios han sido completamente removidos antes de iniciarse los tiempos mesozoicos.

En el área en discusión, al igual que en el resto del país, no se conocen depósitos del Triásico inferior y medio, se supone que durante esta época el país permaneció emergido y en denudación.

Durante el Triásico superior se depositaron en ciertas áreas de la faja costanera sur los sedimentos continentales a semicontinentales, intercalados con productos volcánicos, conocidos como grupo Yamayp, tal como se reconocen en el valle del Tambo y en límite sur de la hoja de La Joya.

Depósitos del Jurásico

La actividad volcánica que comenzó en el Triásico superior se intensificó durante el Liásico, dando origen a la gruesa secuencia de derrames y piroclásticos de la formación Chocolate. En esta formación se encuentran aisladas intercalaciones de sedimentos marinos que indican que los focos volcánicos se hallaban cerca de la costa. Una marcada subsidencia tuvo lugar entre fines del Liásico y el Bajociano medio, depositándose esencialmente las calizas de la formación Socosani. La ausencia del Bajociano superior y Batoniano indica un período de emergencia.

Una nueva transgresión se inicia en el Caloviano cubriendo extensas áreas de la faja costanera, sus depósitos están representados por las formaciones Guaneros y Yura.

Emersión durante el Cretáceo inferior

En las postrimerías del Jurásico superior comienza un proceso de levantamiento que culmina en el Cretáceo inferior con una emersión general, dando paso a la deposición de los clásticos rojizos de la formación Murco.

Plegamiento del Cretáceo superior

Los pliegues observados en el grupo Yura indican una fase orogénica que se supone ha tenido lugar en el Cretáceo superior. A continuación se produjo una erosión muy acentuada que queda evidenciada por la discordancia entre el grupo Yura y las rocas del grupo Toquepala.

Volcanismo del Cretáceo superior-Terciario inferior

Una intensa actividad volcánica subaérea tuvo lugar en el intervalo citado, originando la potente serie del grupo Toquepala que se acumuló sobre la superficie erosionada del grupo Yura. El volcánico Toquepala en algunos lugares incluye intercalaciones de clásticos gruesos.

Intrusión de fines del Cretáceo y comienzos del Terciario

En el lapso indicado se produjo el emplazamiento de los plutones del flanco occidental de los Andes y de ciertos lugares de la Cordillera de la Costa, algunos de los cuales se suponen sinorogénicos; todos ellos han causado un metamorfismo de contacto de mayor o menor grado según el tipo de roca huésped.

Peniplanización y tectonismo del Terciario inferior

Después de la orogénesis de fines del Cretáceo y comienzos del Terciario se acentuó el levantamiento de la región; los procesos denudatorios concomitantes alcanzaron el techo de los intrusivos y en muchos casos las rocas del basamento, resultando finalmente una extensa peniplanicie. Esta superficie sufrió un fallamiento de tipo gravitacional que dio origen, por lo menos en parte, a la cuenca que más tarde fue rellenada por los sedimentos de la formación Moquegua.

Transgresión oligocénica

A comienzos del Oligoceno el mar Pacífico avanzó sobre las áreas costaneras, depositando en un ambiente nerítico los sedimentos areno-arcillosos de la formación Camaná.

Emersión miocénica

A principios del Mioceno la región en general comenzó a levantarse y, en la depresión existente entre la Cordillera de la Costa y el frente andino, se depositaron los clásticos continentales de la formación Moquegua.

Volcanismo del Plioceno

En esta época se produjo una intensa actividad volcánica de tipo piroclástico que abarcó una gran parte de la región sur del país. En el cuadrángulo de La Joya estos volcánicos denominados Sencca rellenaron preferencialmente las profundas quebradas preexistentes, rebasando sus flancos y extendiéndose algunas veces sobre las llanuras adyacentes.

Depósitos pleistocénicos y recientes

Durante el Pleistoceno se depositaron las terrazas marinas en el flanco occidental de la Cordillera de la Costa, así como flujos de lodo y gravas aluviales en la planicie costanera; en tiempos recientes siguieron acumulándose materiales aluviales, coluviales y eólicos.

BIBLIOGRAFIA

- Ahlfeld, F. y Branisa, L. (1969) .- Geología de Bolivia. Inst. Boliviano de Petróleo. La Paz.
- Basadre, G. (1918) .- Estado actual y porvenir de la industria minera en los departamentos del Sur. Bol. Cuerpo de Ing. de Minas el Perú, N° 93. Lima.
- Bateman, P. C., Clark. L. D., Huber, N. K. Moore, J. G. and Rinehart, C. D. (1963) .- The Sierra Nevada Batholith a synthesis of work across the central part. U S G S Prof. Paper 414-D.
- Bellido, E. y Narváez, S. (1960) .- Geología del Cuadrángulo de Atico. Com. Carta Geol. Nac., Vol. 1, N° 2. Lima.
- Bellido, E. y Guevara, C. (1963) .- Geología de los Cuadrángulos de Punta de Bombón y Cledesí. Com. Carta Geol. Nac., Vol. II, N° 5. Lima.
- Benavides, V. (1962) .- Estratigrafía pre-Terciaria de la región de Arequipa. Bol. Soc. Geol. del Perú. Tomo 38. Lima
- Bruggen, J. (1950) .- Fundamentos de la Geología de Chile. Inst. Geográfico Militar, Santiago.
- Buddington, A. F. (1959) .- Granite emplacement with special reference to North America. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 70, pp. 671-747.
- Camminati, L. (1944) .- Informe sobre el reconocimiento practicado a la zona micácea de los departamentos del Sur del Perú. Bol. Cuerpo de Ing. de Minas del Perú, N° 130. Lima.
- Jenks, W. (1948) .- Geología de la Hoja de Arequipa. Inst. Geol. del Perú Bol. N° 9. Lima.
- Jiménez, C. (1918) .- Estadística minera del Perú en 1916. Bol. Cuerpo de Ing. de Minas del Perú. N° 86. Lima.

- Killsgaard, T. y Bellido, E. (1959) .- Plan regional para el desarrollo del Sur del Perú, Vol. II, Informe PS/A/5: Los Recursos Minerales. Servicio Cooperativo Interamericano del Plan del Sur (SCIPS).
- Lissón, C. (1925) .- Como se generó el suelo peruano. Bol. Soc. Geol. del Perú. Tomo I. Lima
- Mendívil, S. y Castillo, W. (1961) .- Geología del Cuadrángulo de Ocoña. Com. Carta Geol. Nac., Vol. 1, N° 3. Lima.
- Mendívil, S. (1965) .- Geología de los Cuadrángulos de Maure y Antajave. Com. Carta Geol. Nac., Bol. N° 10. Lima
- Paredes, J. (1964) .- Estratigrafía del Paleozoico en la Costa del Sur del Perú. Tesis universitaria. Arequipa.
- Petersen, G. (1954) .- Informe preliminar sobre la Geología de la faja costanera del departamento de Ica, Empresa Petrolera Fiscal. Bol. Tectónico N° 1. Lima.
- Richey, J. E. (1940) .- Association of explosion-brecchiation and plutonic intrusion in the British Tertiary Igneous Province, Bull. Volc., Serie 2, Tome 6, pp. 157-75.
- Ruegg, W. (1952) .- The Camaná formation and its bearing on the Andean post-orogenic uplift. Bull. Assoc. Suisse des Geol. et Ing. du Petrole. Vol. 19. N° 57.
- Streckeisen, A. L. (1967) .- Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh. 107, 2 & 3, pp. 144-240.
- Turner, F. J. and Verhoogen, J. (1960) .- Igneous and metamorphic petrology, 2nd. Edn., McGraw Hill Book Co. Inc.
- Wager, L. R. and Brown, G. M. (1968) .- Layered igneous rocks. W. H. Freeman & Co.
- Wilson, J. y García, W. (1962) .- Geología de los Cuadrángulos de Pachía y Palca. Com. Carta Geol. Nac., Vol. II, N° 4. Lima.

LAMINA II

- a. Quebrada San José. Vista tomada hacia el WSW desde la faja de sedimentos Yura. Los cerros están formados por rocas del Grupo Linga

- b. Quebrada Linga, a 6 km al Suroeste de C° Negro. En primer plano se ven bloques del Granito Jahuay.

LAMINA II



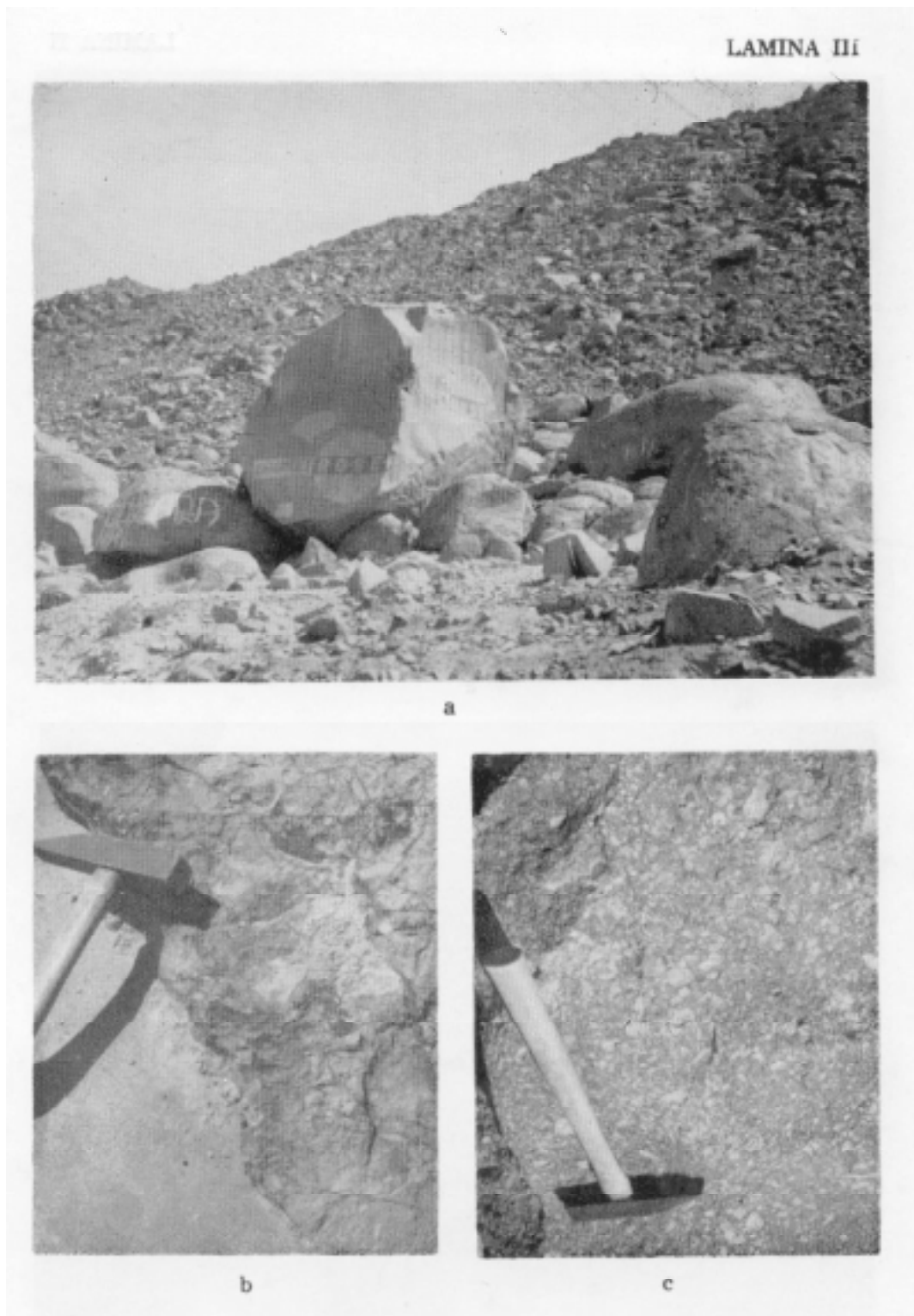
a



b

LAMINA III

- a. Ladera típica de la Granodiorita Tiabaya, cubierta por bloques redondeados. El peñón mide 6 m. de diámetro.
- b. Brecha de ruptura en C° Negro. El microgranito está intensamente fracturado, y vetillas de tufisita negra han penetrado en los planos de rotura.
- c. Brecha intrusiva del C° Negro. Abundantes fragmentos angulares de microgranito ocurren en la base de tufisita.





SERVICIO DE GEOLOGIA Y MINERIA

CROQUIS GEOLOGICO DEL

COMPLEJO INTRUSIVO DE LA CALDERA

ESCALA APROX. 1:100,000

ZONA SURESTE

	Sedimentos y volcánicos del Terciario Superior y Cuaternario.
	Formación Toquepala
	Formación Yura
	Formación Socosani
	Formación Chocolate
	Gneis Pre-Mesozoico

ZONA NOROCCIDENTAL

	Granitos
	Microgranito C° San José
	Grupo Linga
	Pórfido Xenolítico
	Gabro

(Ubicación: Véase Fig. 7)