

EL BASALTO OLIVINICO DEL CERRO EL PEDRERO, CHUBUT

Por BERNABE J. QUARTINO

ABSTRACT

This paper deals with geologic and petrologic history of a Quaternary olivine basaltic lava flow in Western Patagonia. The flow lies in a tabular area between the Cordillera and a region of folded Cretaceous (Chubutense) terrestrial formation, around Cerro San Bernardo in Central Patagonia. The tabular area is underlain by Tertiary (Santacrucense) tuffaceous beds and Pleistocene gravels. Two terrace levels are there present. The Co. Pedrero volcanic center and the main parte of the flow are on the higher level, but the flow margin reached the lower level. This eruptive center is considered a lateral and late manifestation of the basic eruptivity characteristic of Sierras de San Bernardo, Buen Pasto and Nevada, from which alkaline and subalkaline basic derivatives are known. The petrography of the different structural units of the flow is described, and petrological consideration are made. The structure of the lava flows is related to the physical properties of the magma and to the evolution of its crystallization. Chemical analyses of the lavas are presented.

I. INTRODUCCION

El objeto de este trabajo es dar a conocer los caracteres geomorfológicos y petrológicos de las lavas basálticas que cubren una extensión de alrededor de 150 km² al oeste del río Senguerr, en la provincia de Chubut, en las inmediaciones de las localidades de Alto Río Senguerr y Paso Moreno, latitud 45°15'. Estas lavas constituyen un característico ejemplo del vulcanismo básico del cuartario de la Patagonia extraandina.

Este trabajo fué realizado como consecuencia del relevamiento de la hoja 48b, Alto Río Senguerr, por cuenta de la Dirección Nacional de Minería. En campaña conté con la eficaz colaboración del colega señor Juan Carlos Rinaldi y en los trabajos de gabinete con el auxilio de los señores Manuel Calvelo Ríos, Teodoro Askenasy y Julián F. Astarloa, de la Dirección Nacional de Minería, el último de los cuales tuvo a su cargo el análisis químico de las rocas. Agradezco además,

la intervención de la señorita Lydia Malvicini en la observación de pulidos calcográficos.

Debo destacar mi reconocimiento a la familia Alberdi, por las facilidades ofrecidas durante la estada en la zona.

Al pretender hacer un examen más o menos completo de esta interesante manifestación volcánica, se intenta contribuir al conocimiento de los procesos cruptivos de la Patagonia, que no han merecido hasta la actualidad una atención acorde con el progreso del conocimiento geológico general que de esta región se tiene.

II. UBICACION DEL CENTRO EFUSIVO Y CARACTERISTICAS GEOLOGICAS REGIONALES

a) REGIÓN SITUADA AL OESTE Y SUR DEL RÍO SENGUERR A LA LATITUD DE 45° S.

Esta zona forma parte del *área de relieve mesetiforme* que se extiende al naciente de la Cordillera Patagónica, y que, hacia el este, más allá de la Sierra de San Bernardo, llega hasta la costa atlántica. En la zona estudiada las latiplanicies han sido elaboradas en estratos terciarios del complejo sedimentario santacruicense en los cuales predominan areniscas finas y medianas, tobáceas, poco consolidadas.

Se distinguen en la zona *dos niveles o altiplanicies principales*, que se inclinan suavemente (menos de 1°) hacia el E y ESE. El más alto es conocido con los nombres de Meseta del Senguerr y Pampa Alta, y abarca desde las primeras elevaciones antecordilleranas de las Lomas del Coyte y serranías del este del Lago Fontana, hasta unos 10 km al oeste del Río Senguerr, donde termina en un frente escarpado que descende al segundo nivel. Este frente escarpado se continúa en el llamado Cordón de los Pastos Blancos, que constituye el borde de la erosión que elaboró el segundo nivel de altiplanicie (Pampa del Choique) en el cual corren, en sendos cañadones, el Río Mayo y el tramo norte-sur del Río Senguerr. El Cordón de los Pastos Blancos sigue un rumbo general este-oeste desde las Lomas del Coyte hasta unos 10 km al sudeste del Cerro El Pedrero, donde tuerce hacia el norte, siguiendo luego paralelamente al Río Senguerr, a la distancia apuntada, pero acercándose, para confundirse al oeste de Paso Moreno con el borde de la planicie de inundación del río. Allí es donde se empiezan a diferenciar los dos niveles de altiplanicie mencionados, porque a la altura de la localidad de Alto Río Senguerr el río corre sobre el nivel superior sin encajonar su valle, lo cual comienza a hacer unos 10 km aguas abajo, a medida que se acerca a Paso Moreno.

La diferencia de nivel entre las dos altiplanicies alcanza a 120 metros en el Cerro El Cantado, al oeste del Cordón, mientras que al este del Bajo de la Cancha y Cerro El Pedrero los dos escalones se hallan separados por una barranca de 70 a 80 metros. El talud de las terrazas tiene una inclinación de 8 a 10°. El relieve de las altiplanicies, ha sido modificado por el desgaste retrógrado desde sus bordes y por la formación de bajos locales en el fondo de los cuales se hallan salinas o lagunas salitrosas (Salina Grande, Laguna La Chica, Laguna La Salina, Bajo de Quintula, etc.). Estos bajos se han formado probablemente por la acción alternante del agua y el viento, obrando la primera mediante su efecto de ablande y desagregación de las sedimentitas poco consolidadas. A pesar de estos efectos erosivos la suavísima pendiente general es perceptible en el paisaje. En la faja estrecha de 10 km de ancho que se extiende entre el Río Senguerr y el borde oriental de la Pampa Alta se conservan restos suavizados y desgastados de bordes de terrazas subparalelos al rumbo del río, que atestiguan el proceso de elaboración del nivel más bajo. El Río Senguerr corre describiendo meandros en el fondo de un valle chato, de 1 a 2 km de ancho, que se halla a unos 40 m por debajo de dicha altiplanicie. El codo que forma al sur del Cañadón Repiche se debe a la existencia de un manto de basalto proveniente del este (Cerro Grande) que ha sido bastante resistente a la erosión.

Como rasgo morfológico notable debe señalarse la existencia en la Pampa Alta o nivel superior, al norte del Cerro El Pedrero, y junto a la barranca que separa esta pampa del nivel más bajo, de dos enormes bajos cerrados llamados Bajo Grande y Bajo de la Cancha, con una superficie de alrededor de 100 km². Sus fondos chatos se hallan, respectivamente, a 250 y 170 m por debajo del nivel de la pampa, cuyo borde escarpado tiene una inclinación de 4 a 10°.

El centro efusivo basáltico del Cerro El Pedrero se ubica al sur del Bajo de la Cancha, en la altiplanicie más elevada, pero cerca de su ángulo sudeste, de manera que las lavas han podido llegar a la barranca que separa los dos niveles y derramarse en el nivel más bajo por varios puntos.

En el Cordón de los Pastos Blancos y en las faldas de los cañadones y bajos aflora intermitentemente el material que constituye el cuerpo de las terrazas, el cual corresponde a las *sedimentitas santacruceses* (miocenas), dispuestas en estratos horizontales no muy marcados pero con frecuente laminación entrecruzada. Son areniscas inmaduras, de grano mediano a fino, a veces con mucho componente tobáceo, friables, o bien más compactas y consistentes por cementación carbonática y a veces zeolítica, de colores gris crema claro a gris pardo

amarillento que se oscurece cuando es elevado el contenido de óxidos de hierro en cemento y en granos. A veces son de color verde grisáceo ceniciento. Con las areniscas se intercalan tufitas de color crema o gris amarillento, con cementación irregular por carbonato de calcio.

Las planicies están tapizadas por los rodados conocidos como *Rodados Patagónicos*. En general no es visible el espesor de estas acumulaciones de rodados por la cubierta de vegetación de monte y de gramíneas y los detritos y suelo arenoso. Sin embargo, en algunas barrancas han podido ser comprobados espesores inferiores a 5 metros. Los

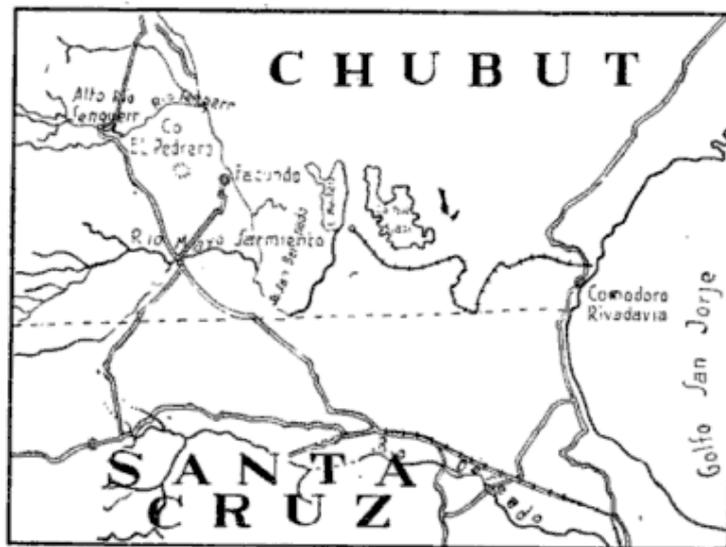


Fig. 1.— Croquis de ubicación.

rodados son en su mayoría bien redondeados, de esfericidad variable y de composición litológica variada, predominando vulcanitas porfíricas ácidas a mesosilíceas, y básicas y plutonitas graníticas y granodioríticas. El tamaño de los rodados varía desde 25 cm hasta los más pequeños, que pasan en transición a los granos de una arena mediana que forma la matriz poco consistente. La estratificación apenas se observa en aquellos casos en que hay mayor concentración de rodados en ciertos horizontes, adosados los unos a los otros por falta casi completa de matriz arenosa. El escaso material cementante es carbonato cálcico terroso-pulverulento de color blanco amarillento.

Los *sedimentos recientes y actuales* son médanos, como los que se encuentran al naciente de los grandes bajos Grande y de la Cancha, la escasa cubierta de suelo arenoso de las pampas, los depósitos aluvionales de los cañadones, donde a veces se desarrollan, al igual que junto a los bordes de las terrazas, suelos grises a negro grisáceos de gran valor para la agricultura local, y los limos, depósitos eólicos redepositados y salinas de los bajos. Las costras salinas son delgadas,

por lo general de espesor no superior a 5 cm, compuestas por CINA en alta proporción (90-95 %) y en los Bajos Grande y de la Cancha son sulfatos de sodio impuros.

La edad del basalto se deduce del hecho de que la lava cubre los dos niveles aterrazados tapizados de rodados, siendo entonces posterior a la elaboración de los mismos, muy probable de la época postglacial. El campo basáltico que se encuentra al este del Río Senguerr es anterior a la elaboración del cañadón del río, el cual lo disecta, siendo probable que su efusión sea contemporánea con la del Cerro El Pedrero.

b) REGIÓN QUE SE EXTIENDE AL NACIENTE DEL RÍO SENGUERR.

Es de características geológicas y morfológicas bien distintas por comprender parte del ambiente tectónico de la Sierra de San Bernardo (véase Vilela, 1952). El control tabular del paisaje por la disposición horizontal de los estratos continentales terciarios es sustituido por una estructura de plegamiento que ha producido a grandes rasgos, anticlinales y sinclinales de rumbo meridional, con rebatimiento de las capas en los flancos de la serranía. Estas estructuras constituyen en las inmediaciones del Lago Musters, el factor determinante del relieve serrano, con elevaciones y depresiones correspondientes a la estructura. La zona intermedia corre al norte del Lago Musters y el Río Senguerr es, según dicho autor, predominantemente mesetiforme, culminando las serranías en "mesas a veces muy extensas, cuya superficie está constituida por lava basáltica que forma una cubierta cuyo espesor oscila entre dos y diez metros". La más oriental de estas elevaciones basálticas es el Cerro Grande, que se alza a 725 metros sobre el n. m., y cuyas lavas han descendido hasta el nivel de planicie lateral al Río Senguerr, al sur del Cañadón Repiche, donde el Senguerr forma un codo bastante pronunciado (fig. 2). En esta zona afloran además de los estratos santacrucenses (miocenos) ya referidos, una sucesión estratigráfica integrada en su mayor parte por tufitas, tobas y en proporción menor areniscas de ambiente continental: Chubutense (cretácico superior) y Riochiquense, Tobas de Coluel Kaiké y Tobas de Sarmiento (Terciario inferior); y algo más al sur (González, 1954) aislados afloramientos de capas marinas del Patagoniense, por encima de las Tobas de Sarmiento. Los rodados patagónicos se limitan a las mesetas.

Los movimientos tectónicos se han manifestado en dos etapas principales: 1) El movimiento que plegó los estratos al final del cretácico (primera fase tectónica andina) y 2) los movimientos principalmente de ascenso posteriores a la deposición del Santacrucense.

En cuanto a las rocas básicas que se manifiestan en forma de mantos, domos, stocks y filones capa, y entre los cuales se hallan las rocas alcalinas básicas descritas por Mortola (1923), probablemente pertenezcan a manifestaciones eruptivas de edad diversa (Plioceno-cuarterario). Este punto no ha de ser dilucidado definitivamente hasta tanto

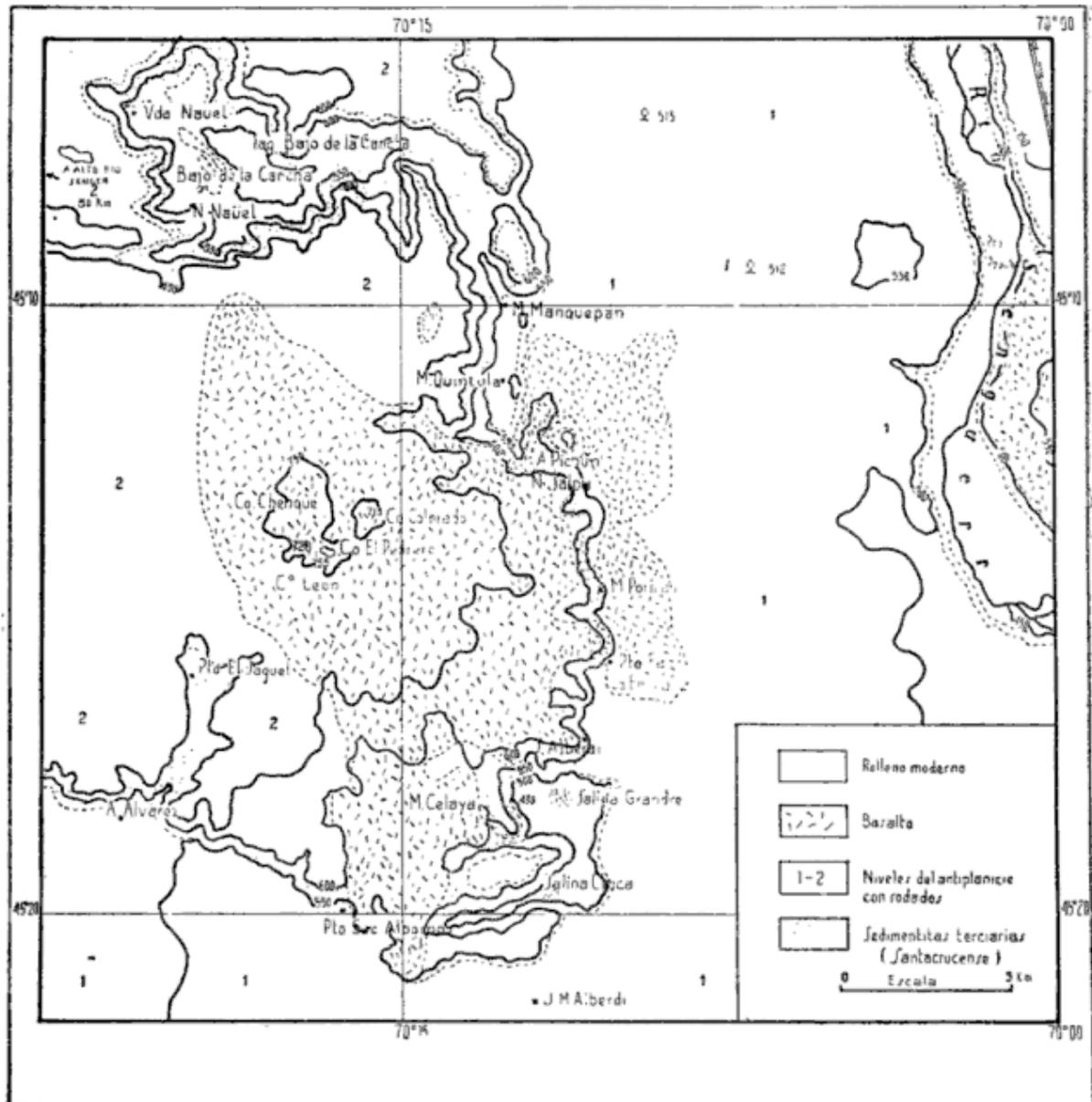


Fig. 2.— Mapa de la zona del C° El Pedrero

no se examine en especial el problema, uniendo a las observaciones geológicas el estudio petrológico que pueda establecer la verdadera naturaleza de los afloramientos. Pero es indudable que existe clara vinculación entre la localización de la eruptividad y las acciones tectónicas de esta zona central de la Patagonia. El basalto olivínico del

Cerro El Pedrero, cuya edad se ha establecido con toda seguridad respecto de la elaboración de los dos niveles aterrizados, puede considerarse una manifestación lateral de la cruptividad que ha tenido su eje en la serranía de San Bernardo.

III. CARACTERÍSTICAS DEL AREA BASALTICA

La superficie lávica cubre una extensión de 150 km^2 ¹ de los cuales alrededor de 30 corresponden a las lavas que se han derramado en el segundo nivel de altiplanicie. El punto más elevado del campo ba-



Fig. 3. — Vista del Cerro El Pedrero desde el Cerro León, mirando al noreste.

sáltico es el Cerro Pedrero, que se halla entre 70 y 80 m sobre el nivel de la Pampa Alta. Su cumbre chata (véase fig. 3), es el punto más alto de un cerro en forma de domo, de relieve suave salvo en su faldeo oriental, que se extiende 2,5 km hacia el norte en un espolón más bajo denominado Cerro Chenque. En el extremo sudoeste del cerro hay otra cumbre (Cerro León), donde se hallan muy bien expuestas lavas pumíceas cordadas, ausentes en el campo volcánico. La ondulación de la extensión lávica es muy suave y este cerro constituye el único accidente de relieve importante provocado por la efusión basáltica. El centro efusivo se encuentra, sin duda, en el área de los cerros El Pedrero y León. Tal ubicación, con límites imprecisos se basa en lo siguiente: 1) es la zona más elevada del campo basáltico; 2) el flujo

¹ Valor aproximado, resultante de la medición con planímetro del área marcada sobre una carta 1/100.000 del Instituto Geográfico Militar.

lávico ha provenido de esos cerros según sugiere la lineación dada por muchas vesículas alargadas que se observan en distintos puntos, y la distribución de las ondulaciones del suave relieve, provocadas por las pulsaciones en la emisión del basalto; 3) las características de las lavas del Cerro León, que son pumíceas, en oposición al tipo de lava de bloque más compacta que predomina en el campo basáltico. Las lavas han corrido sobre todo hacia el norte, sur y este, siendo el punto más alejado el borde del basalto en el Puesto Suc. Albornoz, a 13 km del centro efusivo. La máxima extensión basáltica en línea recta alcanza a 21 km desde dicho punto hasta el sur del Bajo de la Cancha.

Observando la forma y extensión del campo basáltico y la ubicación del centro efusivo próximo al borde del mismo, se concluye que la mínima pendiente de la pampa ha sido muy eficaz en determinar la dirección de avance de las coladas, en razón sin duda de la baja viscosidad de la lava. El avance ha aprovechado las suaves hondonadas que descendían hacia el borde de la meseta, pero si el relieve de ésta es actualmente muy suave puede haberlo sido aún más en la época de la erupción, debido al menor progreso de la erosión moderna, por lo cual puede suponerse en general una superficie muy plana, y la magnitud de dichas ondulaciones muy escasa. Sin embargo, el avance de la lava hacia el norte, es decir, hacia el actual Bajo de la Cancha, y su menor adelanto hacia el sudoeste, donde nace el cañadón Jagüel, pone en evidencia que el Bajo de la Cancha estaba ya elaborado por lo menos en parte en tiempos de la erupción, mientras que el cañadón se ha profundizado en gran medida en tiempos posteriores. La formación de los grandes bajos, que son un rasgo morfológico tan original, puede muy bien remontarse a la época de la elaboración del nivel II de altiplanicie. Lamentablemente el basalto no ha llegado al actual borde del Bajo de la Cancha, por lo cual no se tiene prueba concluyente de la edad relativa de ambos. Debe admitirse también que la forma del límite del campo basáltico puede ser en gran parte independiente del relieve general en el cual podían avanzar las lavas, porque la formación de chimeneas laterales en un domo, construido en la primera pulsación volcánica, puede orientar la dirección de las coladas, impidiendo su avance hacia el lado oeste del domo, donde podría haber declives más favorables.

El derrame del basalto sobre el nivel II de altiplanicie se ha producido, según tres guías principales: 1) Al norte de la estancia La Emiliana; 2) al norte del puesto Porman y 3) entre los bajos de Quintulá y Pichún, reuniéndose en un campo basáltico único donde forman un pedrero algo discontinuo, sin relieve notable, que se adelgaza hasta desaparecer a distancia considerable del Río Senguerr.

La diferencia acentuada entre el declive de la Pampa Alta y el frente escarpado de la terraza (1° y $8-10^\circ$, respectivamente), ha determinado que un frente grande de avance lávico se haya reducido a limitadas coladas descendentes. Siendo la velocidad de avance del basalto directamente proporcional al ángulo de inclinación del terreno, al llegar al borde de la terraza ha debido, al mantenerse la alimentación, reducir el frente de avance y reducir el espesor en el talud más inclinado. Esta diversificación de las coladas es bien visible al norte de Porman, donde han descendido cuatro lenguas, tres de las

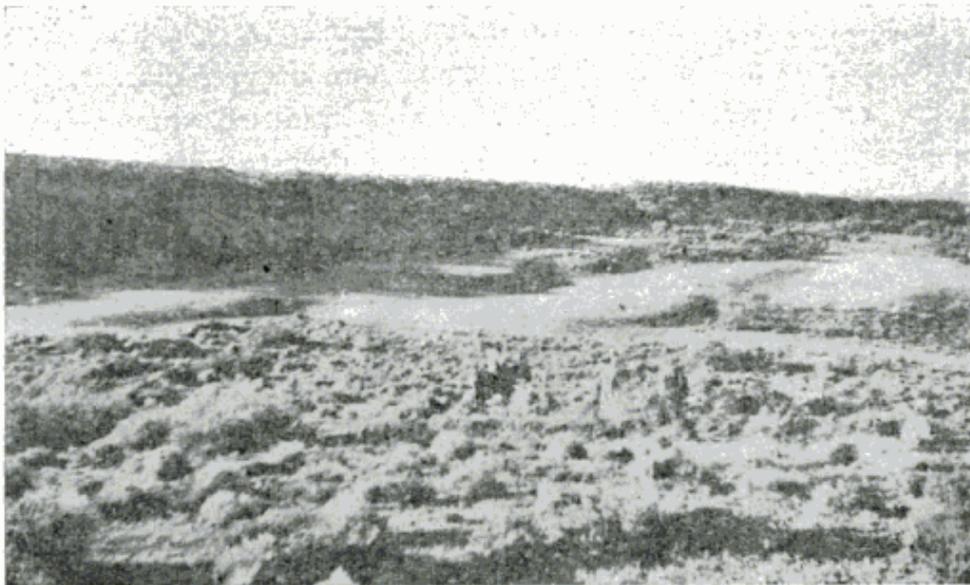


Fig. 4. — Vista desde la faldia de la depresión de Pichún, mirando hacia el N. En el plano posterior al vallecito adviértese una colada de 20 m de ancho que baja desde la Pampa Alta al nivel inferior.

cuales, muy delgadas, se han detenido sin llegar a reunirse al campo de lava inferior; y entre Pichún y Quintula, donde tres coladas independientes coalescieron en el descenso formando un campo único de alimentación (fig. 4). Otro efecto del descenso del basalto por el frente de la terraza ha sido la suavización del relieve, disminuyendo la pendiente, como se observa en la zona del Puesto Albornoz y entre Pichún y Quintula, no por efecto de la viscosidad, ya que ésta debe haber sido muy baja, sino en razón del establecimiento de equilibrio entre el flujo lávico recibido y el transmitido.

IV. PETROGRAFIA

a) ESTUDIO MEGASCÓPICO.

Desde el punto de vista megascópico, las rocas basálticas del Cerro El Pedrero, pueden describirse según tres tipos o variedades:

I) *Basalto compacto* gris muy oscuro a negro, a veces con tonos violáceos por efecto del lavado superficial de las aguas meteóricas en las superficies lisas, de fractura irregular a concoide, de extrema resistencia a la rotura con el martillo. Contiene cantidad variable de vesículas, de forma irregular, a veces interconectadas, frecuentemente elongadas o filamentosas, sub paralelas por efectos del movimiento lávico en el momento de su formación, rellenas o tapizadas por carbonato cálcico de grano muy fino a pulverulento blanco o bien de color crema debido a leve impregnación ferruginosa. Esta variedad forma la parte media del manto según se observa en la zona alejada del centro efusivo, y pasa en transición algunas veces a una variedad escoriácea por aumento acentuado del número de vesículas. La mayor parte de la extensión expuesta del campo basáltico, que aparece en fragmentos angulosos, se compone de roca de esta variedad.

Las rocas tienen aspecto de gran frescura, y su carácter olivínico es muy acentuado, ya que se destacan fenocristales y grupos de fenocristales de hasta 4 milímetros, si bien es general mucho más pequeños (1-2 mm) de color caramelo verdoso. Por desaparición de las vesículas se llega a un basalto compacto que se parte preferentemente en bloques concoides. El tamaño de las vesículas oscila entre el microscópico y 4 ó 5 cm en su mayor longitud.

Una subvariedad del anterior por proporción mucho más elevada de vesículas, tiene color en general más oscuro, o bien negro con aspecto de carbonilla. Se halla en la base y parte superior de las coladas y en los "canales" que atraviesan la parte media de los mantos. En el campo basáltico se halla junto con los trozos o bloques de basalto más compacto.

II) *Variiedad gris, moteada, no vesiculosa*: con aspecto de roca alterada (impresión que desmiente la observación microscópica). Este basalto, tan olivínico como la variedad compacta, se parte fácilmente, desmenuzándose en fragmentos pequeños al golpe del martillo. Su menor resistencia determina el suavizamiento del pedrero, como se observa, por ejemplo, en el puesto Suc. Albornoz y en el pedrero del nivel de terraza inferior, al este de Salpu.

III) *Basalto vesiculosos-pumíceo rojizo*: Esta variedad, que se encuentra en el Cerro León, ha sido adscripta a las inmediaciones del centro efusivo. Constituye una verdadera espuma de lava con alrededor de 40 % de vesículas pequeñas, por lo general inferiores a 1 mm. Las vesículas se hallan casi en su totalidad vacías, y su forma, en contraste con la variedad I es bien redondeada, por lo general esférica. Esta roca desarrolla formas curvas y retorcidas atestigüadoras del movimiento lávico.

b) ESTUDIO MICROSCÓPICO.

La composición y caracteres microscópicos estructurales pueden referirse por un lado a la variedad III, y por otro a las otras dos que no difieren mayormente entre sí, existiendo además una uniformidad grande entre las rocas de distintos puntos del campo basáltico.

Variedad III. — La roca rojiza del cerro León contiene vesículas en su mayoría perfectamente esféricas (fig. 5) vacías o raramente tapiadas o rodeadas por vidrio y un mineral en granos muy diminutos,

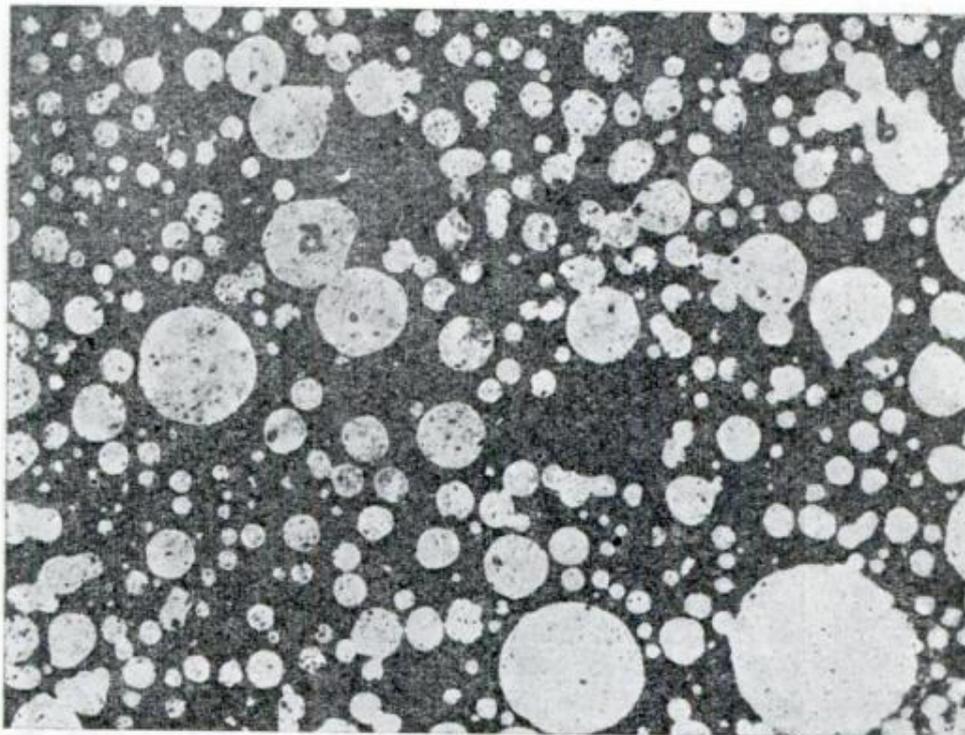


Fig. 5.—Lava pumicea de la variedad III. Obsérvese la proporción elevada de vesículas y la esfericidad de las mismas. a) Vesículas tangentes o conectadas (b) que han conservado la forma propia por la alta viscosidad de la lava (véase texto). Inmediatamente arriba y a la derecha cristal de olivina con inclusiones de magnetita. $\times 13$. Fotografía obtenida mediante la colocación del corte delgado en la ampliadora.

probablemente clorita, aisladas o unidas en número de dos a cuatro, constituyendo lóbulos. Esta conexión entre vesículas esféricas es en muchos casos múltiple, formándose canales o cavidades alargadas de bordes curvos. Entre ellas se dispone una pasta de escasa transparencia debido al alto contenido de óxido férrico rojizo, en la cual hay pocos *fenocristales de olivina*, de 1 a 2 mm de tamaño promedio, idiomorfos. Se caracterizan por un alto contenido en inclusiones opacas o translúcidas rojizas o anaranjadas muy birrefringentes, que adoptan la forma de granos o grumos de distribución irregular aislados

o agrupados, a veces reunidos en el borde del cristal, y de bastones alargados que se orientan en muchos casos según los planos estructurales de la olivina. (fig 6). El mineral rojizo translúcido parece ser goethita o iddingsita.

La pasta contiene tablillas alargadas de extremos deflecados o mal terminados de labradorita inalterada de una longitud media, entre las mayores, de 140 micrones, que se orientan en general subparalelamente por fludalidad. Las tablillas son tangentes a las vesículas o “chocan” contra ellas. Entre las mismas hay cristalitos de magnetita

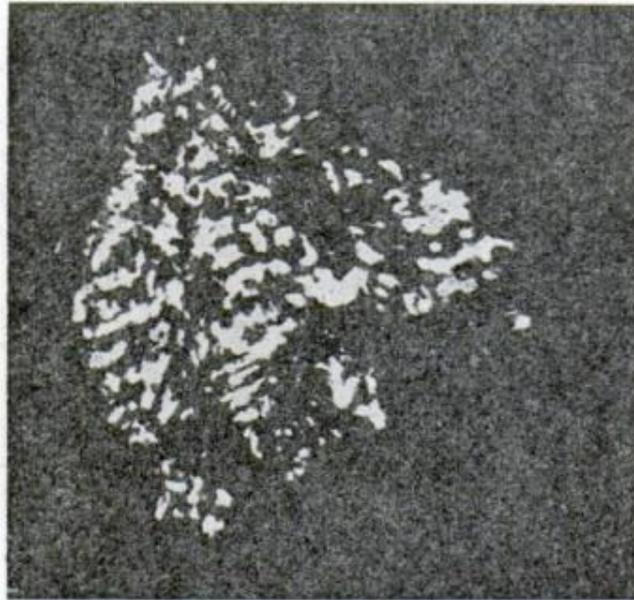


Fig. 6.—Cristal de olivina de la variedad III con “inclusiones” opacas de magnetita distribuidas según ordenamiento estructural. Fotomicrografía sin analizador $\times 53$.

y de augita, muy poco numerosos estos últimos, de color pardo amarillento y algunos con la característica estructura *hour glass*. Intersicialmente abunda un mineral rojizo subtranslúcido, grumoso, que puede ser óxido férrico o iddingsita y además clorita, vidrio y feldespato no determinado. Contiene escasos xenocristales de cuarzo rodeados por un delgado borde de enfriamiento de la pasta, constituido por finos prismas alargados probablemente de clinopiroxeno, ferruginosos, dispuestos normalmente al borde del xenocristal, como en una empalizada.

Medidas con platina de integración:

Vesículas.....	41,6 %	} Olivina	6,8 %
Roca.....	58,4 %		} Pasta.....

Variedades I y II. — Rocas de estructura porfírica con pasta intergranular muy rica en clinopiroxeno.

Al microscopio no se advierten mayores diferencias entre las muestras de la variedad II, poco consistente y el basalto compacto o vesiculoso I. Los fenocristales de *olivina* se hallan en número crecido: de 25 por cm² (variedad II) a 40-45 por cm². Son de tamaño variable, el más común entre 0,5 y 1 mm, y los mayores de hasta dos milímetros y medio. Los más pequeños forman parte del agregado cristalino de la pasta, y se relacionan con los mayores por una seriación de tamaño. Suelen formar agrupaciones de hasta seis individuos (menos abundantes en variedad II) por reunión de cristales idiomorfos o bien formando conjuntos o nódulos hipidiomorfos con relación granosa entre los distintos granos o cristales (fig. 7). Su composición ha sido establecida mediante la medición del índice alfa (1,65 a 1,66) que indica un elevado porcentaje de magnesio (crisolito), Fo 88-93 %. El valor 2V (a) oscila entre 86 y 92°. Los fenocristales de *olivina* dan en su mayoría perfectamente idiomorfos, casi todos incoloros y límpidos, y muchos con un margen rojizo o castaño amarillento, delgado, que a veces se acerca al centro del cristal o lo abarca totalmente. Estos márgenes se distinguen por el color o por una estructura fibrosa, con fibras normales al borde del cristal; su índice de refracción es algo mayor que el de la *olivina*, y su orientación óptica es la misma en algunos casos, y en otros distinta de la de la *olivina* que rodean. Estos bordes probablemente se han formado durante la fase extratélúrica de la cristalización (en condiciones de mayor oxidación), de manera que se ha producido oxidación parcial o total del contenido ferroso, con formación de silicatos y óxido férrico hidratado, quizá bajo la forma de *iddingsita*.

Los cristales de *labradorita* (An. 65 %) muy frescos, de hábito tabular, alargado en los cortes, alcanzan a lo sumo una longitud de 1,5 mm, siendo en esos casos el ancho medio de 100 micrones. Son más frecuentes, sin embargo, los cristales de 0,3 a 0,5 mm, dimensión que puede tomarse como promedio. Si bien entre los tamaños extremos hay una gradación bastante completa, puede hacerse una distinción entre los cristales mayores, de formación intratélúrica, y las tablillas pequeñas de la pasta, formadas juntamente con el *clinopiroxeno*, principalmente en la fase extrusiva de la cristalización.

Entre las tablas de *plagioclasa* de tamaño medio la *pasta* propiamente dicha se compone de *clinopiroxeno*, tablillas finas y granos de *labradorita*, *magnetita* en cristalitas, en su gran mayoría esqueléticos, *olivina* escasa con alteración como la descrita para los márgenes de los fenocristales, y una mesostasis con vidrio (n inferior a

1,54) obscurecido por numerosas inclusiones opacas o translúcidas, muy refringentes, puntiformes, de color pardo muy pálido a incoloras, y microlitas alargadas de alta refractividad, probablemente de apatita.

El *clinopiroxeno* (augita, $2V_1: 44-50^\circ$, variaciones por zonalidad 3° , mayor en el centro), totalmente fresco, de color pardo muy claro, constituye granos pequeños subredondeados, generalmente cortos y a

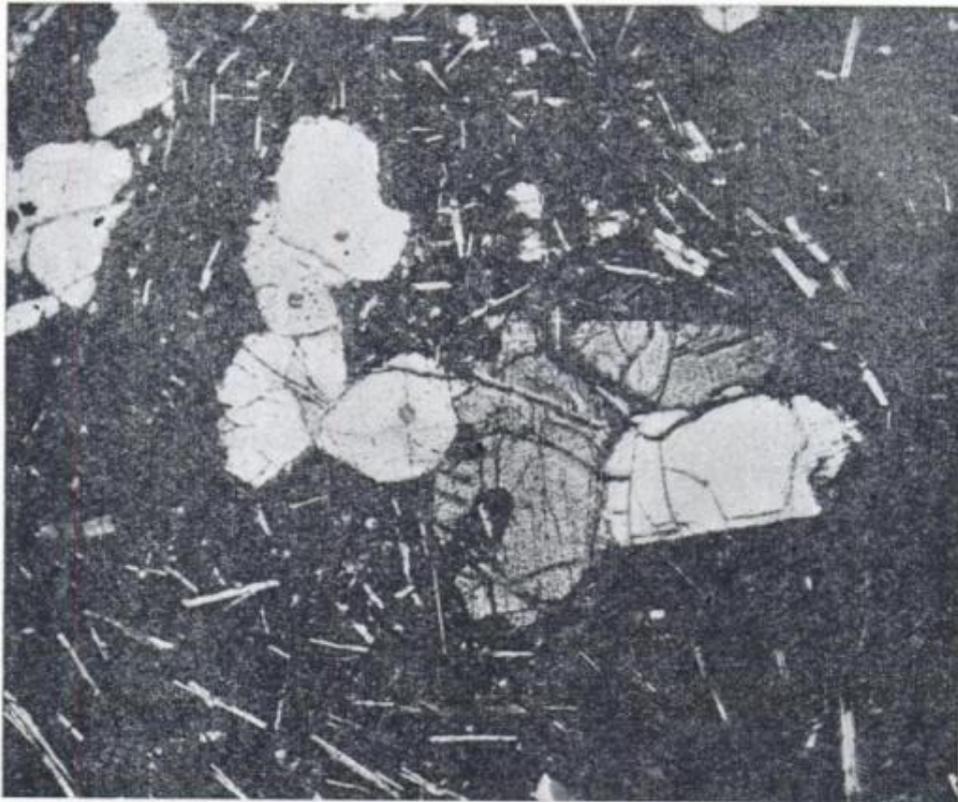


Fig. 7.—Grupo de fenocristales de olivina, en una pasta intergranular, Var. I. Fotomicrografía con analizador interpuesto $\times 30$.

veces muy alargados, con una longitud que alcanza a 150 micrones. Se hallan ocasionalmente reunidos, formando nódulos de un tercio de milímetro. En algunas zonas muy ricas en clinopiroxeno, los granos de este cristal rodean núcleos o cristales anhedrales de olivina ferruginosa. La base de la pasta contiene además clorita, hidromica escasa y apatita en menudos prismas, hallándose carbonato cálcico en zonas aisladas. Las proporciones de los componentes de la pasta varían escasamente en distintas muestras, siendo el clinopiroxeno el mineral más abundante. Valores aproximados obtenidos con platina integradora arrojan este resultado:

(Variedad I) Pasta.....	60 %
Olivina	20 %
Plagioclase.....	20 %

V. PETROLOGIA

a) COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS.

Se dispone de dos análisis realizados en el laboratorio químico de la Dirección Nacional de Minería por el licenciado Julián F. Astarloa. El N° 1 corresponde a una roca de la variedad I y el N° 2 a la var. II. La uniformidad petrográfica constatada, en general, da a estos análisis valor representativo de la composición de las lavas basálticas del C° El Pedrero.

Análisis	N° 1		N° 2	
	Peso %	Mol. %	Peso %	Mol. %
SiO ₂	43,7	46,63	44,9	48,02
TiO ₂	2,4	1,92	2,4	1,92
Al ₂ O ₃	17,6	11,04	18,8	11,83
Fe ₂ O ₃	3,0	1,20	3,5	1,40
FeO.....	8,4	7,46	7,5	6,68
MnO.....	0,03	0,03	0,02	0,01
MgO.....	11,80	18,89	10,4	16,83
CaO.....	9,6	10,97	9,6	11,00
Na ₂ O.....	1,40	1,44	2,1	2,17
K ₂ O.....	0,55	0,37	0,34	0,23
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,14	0,06
H ₂ O—.....	0,2	—	0,2	—
H ₂ O+.....	0,5	—	0,6	—
CO ₂	0,9	—	0,3	—
Tot.....	100,20		100,80	

Norma ¹

	N° 1	N° 2
or.....	3,06	2,08
ar.....	11,76	16,38
an.....	36,57	37,97
{ wo.....	3,20	2,86
{ en.....	12,91	10,92
{ fs.....	2,81	2,08
{ fo.....	18,60	17,16
{ fa.....	4,41	3,51
mt.....	2,43	2,86
il.....	3,83	3,90
ap.....	0,25	0,26

¹ Todo el metasilicato de Fe y Mg ra sido incluido en las moléculas de Fs y En, respectivamente. No se ha excluido el calcio correspondiente al contenido de CO₂.

Los dos análisis son muy semejantes. El mayor porcentaje de CO_2 del análisis N° 1 refleja la mayor vesiculosidad de la muestra, al ser calcáreo el relleno parcial de las vesículas. En cuanto al menor contenido en sílice del primer análisis, se corresponde con la mayor cantidad de fenocristales de olivina (var. I, 40-45 por cm^2 ; var. II, 25 por cm^2 aproximadamente). Correlativamente el porcentaje de magnesio es más elevado.

El bajo porcentaje de sílice en ambas muestras es llamativo. Es sensiblemente menor que el de los típicos basaltos olivínicos oceánico y continental (Hawaii, Australia, N. Zelandia), siendo intermedio entre éstos y las basanitas y basanitoides. Son, pues, en este sentido basaltos olivínicos muy básicos, infrasaturados, siendo su contenido de álcalis insuficiente para su incorporación a los minerales fémcicos y la formación de feldespatoideos. Los álcalis se hallan contenidos en los feldespatos y en la mesostasis vítrea de índice de refracción inferior a 1,54. El porcentaje de alúmina es muy elevado. Cifras parecidas han sido halladas en otras muestras analizadas parcialmente con el objeto de constatar la persistencia del contenido alumínico. Debe atribuirse principalmente a la plagioclasa (An 65) y al residuo intrastitial, y quizá parte también a la augita, tan abundante en la pasta, siendo posible que una pequeña fracción se encuentre en la olivina (1 % significaría alrededor de 0,3 % en el total de la roca). En cuanto a los óxidos de Mn, Fe, Ca y Mg, las cifras no difieren mayormente de los comunes basaltos olivínicos, siendo, sin embargo, el contenido magnesiano un tanto elevado, en correspondencia lógica con el bajo porcentaje de sílice y la abundancia de olivina. La ubicación del clinopiroxeno dentro del grupo de las augitas (y límite con augitas subcálcicas) reduce la posibilidad de que contenga muy elevada proporción de magnesio. El contenido de P_2O_5 , relativamente bajo, concuerda con la escasa cantidad de apatita, mineral que sólo aparece en cristales muy pequeños y numerosos en la pasta. El TiO_2 no ha formado ilmenita, por lo cual se ha de hallar preferentemente en la magnetita, siendo probable que en el clinopiroxeno su proporción sea muy baja, a juzgar por su coloración.

La norma se ajusta a la composición modal. El bajo contenido de Wo y correlativamente el más elevado porcentaje cálcico de la plagioclasa normativa debe atribuirse al contenido alumínico del piroxeno.

Los dos análisis han sido representados según el método de Von Wolff (fig. 8), con el fin de poner en relieve la infrasaturación respecto de la sílice y la relación entre los componentes melanocráticos (augita de cálculo M) y leucocráticos (feldespato de cálculo L). En el diagrama se ha representado también la composición de los mag-

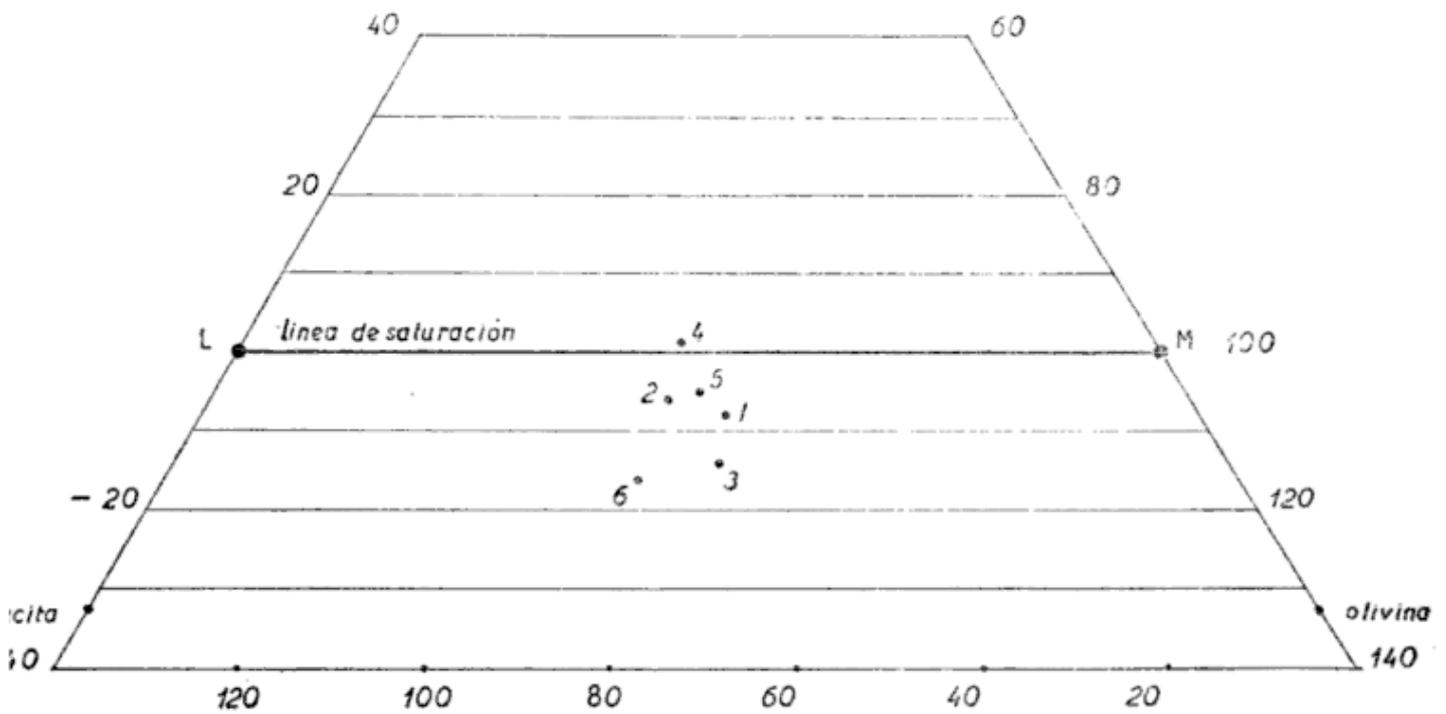
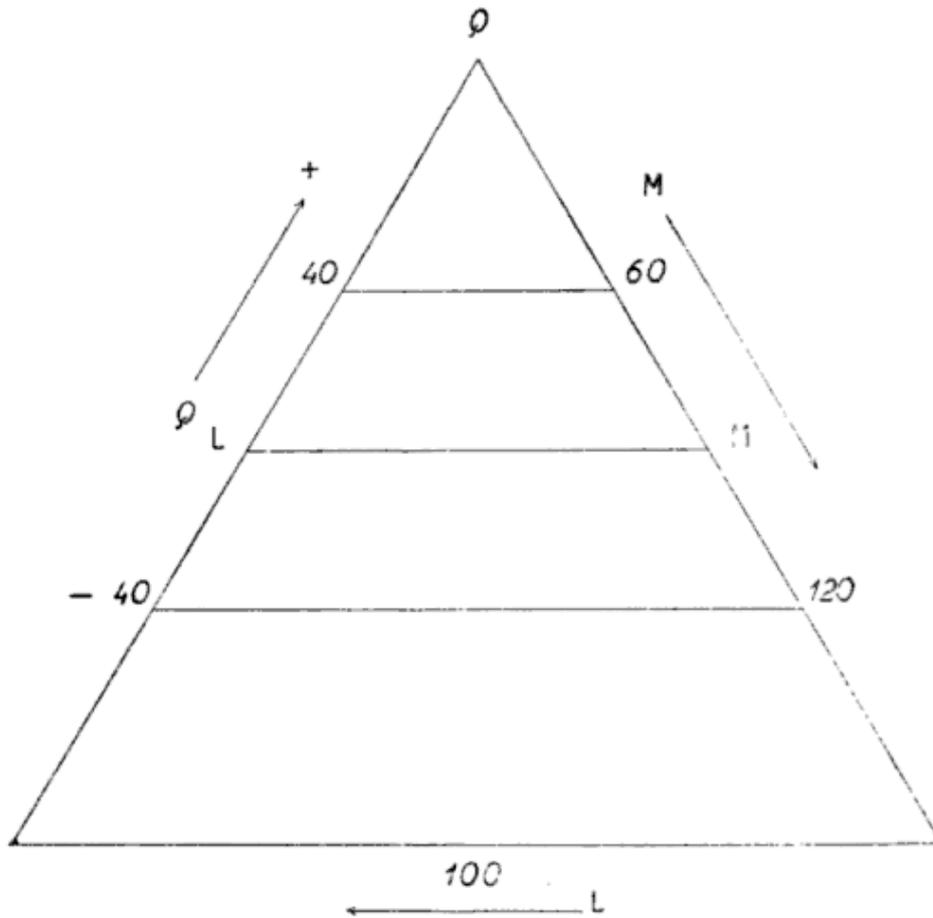


Fig. 8.— Representación gráfica según el método de von Wolff: 1, Análisis nº 1, cerro El Pedrero. Basalto olivínico. 2, Análisis nº 2, cerro El Pedrero. Basalto olivínico; 3, Basalto tipo promedio de Tahití (Lacroix); véase Turner and Verhoogen (1951), pág. 153. 4, Basalto tholeítico tipo, según Kennedy (1933); 5, Basalto olivínico tipo según Kennedy (1933); 6, Teschenita, Lugar Sill (Tyrrell); véase Turner and Verhoogen (1951), p. 159.

mas basálticos tholeítico y olivínico, tipo según Kennedy (1933), un promedio de basanitoides de Tahiti y una roca alcalina básica (teschenita). Se advierte la proximidad de los polos de los análisis con respecto al magma olivínico tipo, el cual se halla algo más próximo a la línea de saturación LM. Esta semejanza, en oposición al magma tholeítico, menos aluminico y alcalino y más silíceo, tiene su correspondencia, mineralógicamente, en la escasez de residuo alcalino, alto porcentaje de olivina y ausencia de pigeonita.

b) LA CRISTALIZACIÓN.

El proceso de cristalización antes de la efusión dió lugar a la separación de cristales de olivina y en menor grado de plagioclasa, magnetita y clinopiroxeno. Casi toda la olivina (crisolito), salvo los pequeños individuos de la pasta, son intratelúricos. El tamaño sensiblemente mayor de los fenocristales olivínicos respecto de las otras fases cristalinas, refleja la prematura formación de este mineral con completa libertad de crecimiento, lo que se traduce en su bien desarrollado idiomorfismo. La existencia de agrupaciones de cristales de olivina por adosamiento de cristales euhedrales o en asociación granosa hipidiomorfa puede atribuirse a una tranquila cristalización profunda, lenta, que permitió el asentamiento de los cristales formados cuando alcanzaron volumen suficiente, los cuales en muchos casos continuaron creciendo, ya con impedimento recíproco, de manera de formar las agrupaciones hipidiomorfas granosas de verdadera composición ultrabásica. El tamaño de estos nódulos puede ser el originario o bien ser los restos de la destrucción de una porción cristalina mayor cuando se produjo la acción dinámica de la fase extrusiva propiamente dicha. No existe ninguna razón para suponer que la reunión de los cristales se ha producido durante la efusión o después de ella; esto último queda excluído por el hecho de que los bordes de alteración ferruginosa formados en ambiente de oxidación no afectan los contactos entre los cristales adyacentes. Durante la extrusión y en el período lávico el crecimiento de los cristales de olivina ha sido mínimo o nulo, limitándose a dichos bordes delgados ferruginosos, a veces fibrosos y con orientación óptica diversa o coincidente con la del cristal de olivina que enmarcan.

Las rocas de la variedad pumicea rojiza (III) que se estiman inmediatas al centro de la efusión dan una idea del estado de cristalización del magma intratelúrico y en ella se advierte un tamaño decididamente menor de las tablillas de plagioclasa y una proporción de clinopiroxeno muy reducida. Los cristales de olivina son, en cambio, de tamaño netamente superior al resto de las fases cristalinas. En

las rocas de las variedades I y II son frecuentes tablas de plagioclasa de 1,5 mm, mientras que en la variedad III ellas no exceden de 150 micrones. Ello da idea del progreso de la cristalización de las plagioclasas luego de la efusión. No ha existido, sin embargo, interrupción en la cristalización de la labradorita, ni apreciables cambios en la composición del líquido, a juzgar por la ausencia de zonalidad y de inclusiones concéntricas. La formación de augita ha sido también esencialmente extratelúrico. No se hallaron fenocristales de este mineral y, pese a su gran abundancia, no se desarrollaron cristales marcadamente mayores, sino múltiples granos y cristalitos correspondientes a otros tantos centros de cristalización, cuyo elevado número corresponde a un sobreenfriamiento más propio de una lava que de un magma encerrado en una cámara. Si bien los granitos de clinopiroxeno son muy pequeños, en algunos de los mayores se pudo apreciar zonalidad en la variación del ángulo $2V$, que decrece hacia la periferia. Este decrecimiento puede corresponder a la sección descendente de la curva de cristalización de clinopiroxeno, según Hess (1941), producida por una disminución de calcio, mientras aumenta la relación Fe/Mg.

En cuanto a los minerales accesorios, la magnetita ha tenido un amplio período de cristalización que va desde la etapa inicial, antes y simultáneamente con la olivina, en la cual hay algunos cristalitos incluidos, hasta la fase final de la consolidación. La forma de la mayoría de los cristales es marcadamente esquelética, con desarrollos escalonados, cóncavos, en cuña y en cruz. Esto debe atribuirse a su crecimiento muy rápido en un medio fuertemente sobresaturado, condiciones que se dan en la consolidación de la lava al ser elevada la concentración de los óxidos de hierro por efectos de la marcha de la cristalización. La apatita se halla igualmente en disposición intersticial, lo cual indica una formación tardía. El último residuo ha congelado en una suspensión preponderantemente ferruginosa con vidrio como medio dispersante, siendo esta porción hialina muy reducida en el volumen de la roca.

A este respecto cabe hacer algunas consideraciones que aluden a la duración de la consolidación de la lava y a la estructura resultante. Al hallarse la duración del período de enfriamiento en relación estrecha con la cristalinidad es interesante evaluar el efecto que la liberación del calor latente de fusión produce sobre aquél, y la influencia que puede tener la formación inicial de cristales luego de la salida de la lava, en oposición a una pronta formación de vidrio en una lava en alto grado cristalizada. Si bien debe admitirse que "el calor latente de cristalización liberado no puede tener más efecto que cierto

retardo del grado de enfriamiento”¹, los efectos que tal fenómeno producen en la microestructura y en los caracteres de la lava (en contraste con la atérmica vitrificación) pueden ser importantes. Un sencillo cálculo² permite conocer la cantidad de calor liberada en la lava por la cristalización de clinopiroxeno y labradorita si suponemos que en esas condiciones se ha formado un volumen de 15 % de labradorita y 40 % de clinopiroxeno. La cantidad de calor liberada por esa fracción cristalina es de 160 cal por cc de basalto, lo que equivale a un aumento térmico de alrededor de 175°C (o mejor dicho una compensación de un enfriamiento equivalente). La cifra es considerable en comparación con el intervalo térmico durante el cual el basalto puede fluir, que no ha de ser superior a 450°C, ya que significa aproximadamente el 40 %, es decir, una cuarta parte del tiempo durante el cual el basalto puede fluir. Una inmediata cristalización del 10 % del volumen del líquido, luego de la extrusión, merced a la existencia de gérmenes cristalinos o cristales previos en crecimiento significa la liberación de 16 cal por cc y una compensación de un descenso térmico de cerca de 20°C. Se comprende que este retardo inicial modera el sobreenfriamiento, evitando que el líquido se aleje del óptimum de la curva de cristalización (Tamman), por lo cual se prolonga el estado de fluidez. La proporción de material cristalino y de líquido en el momento de la extrusión es fundamental, siendo una escasa cristalinidad inicial la existencia de cristales en crecimiento o gérmenes cristalinos y una baja viscosidad (por alta temperatura o elevado contenido de gases disueltos), factores que realzan el efecto positivo de la cristalización inmediata post extrusión sobre la ulterior cristalización y fluidez de la lava.

La estructura de las rocas de las variedades I y II del C^o El Pedrero sugiere que una relativa fluidez ha persistido luego de la detención del flujo lávico, debido a que la fluidalidad que acusan los minerales elongados es muy débil, no siendo visible en conjunto, sino localmente, sobre todo debido a la orientación de las tablillas de plagioclasas de tamaño medio, que describen alineamientos curvos, independientes, según sectores, de una misma preparación microscópica. Puede pensarse que ha mediado un reposo fluído luego del movimiento más activo, suficiente para distribuir al azar los cristales mayores de plagioclasa, ordenando los menores por turbulencia leve. Esta persistencia de la fluidez, sin embargo (como luego se verá), contradice con el tipo estructural de la lava.

¹ Graton, 1945, pág. 141.

² Mediante datos de Goranson, R. W. y Dane, E. B. en Geol. Soc. Amer. Special Paper n^o 36, 1942.

En cuanto al escape de los gases, el tipo de vesiculación indica que en la variedad I éste ha tenido lugar durante el movimiento, el cual ha persistido, causando la elongación de aquéllas. En la variedad pumícea rojiza (III) la vesiculación ha producido un aumento notable de la viscosidad, capaz de detener el movimiento, siendo la fluidez de las tablillas de plagioclasas mucho más evidente en estas rocas al ser la expansión gaseosa suficiente para conservarla en la estructura por enfriamiento. Las vesículas son en su mayoría perfectamente esféricas, y cuando dos o más vesículas se hallan conectadas, la forma lobulada mantiene la de las primitivas burbujas (fig. 5), tal como lo describe Graton (1945), como prueba de la alta viscosidad del fluido.

c) LA ALTERACIÓN.

La alteración meteórica prácticamente no existe, debido a las condiciones climáticas de aridez y frío, que no son propicias a la acción química¹. Las pátinas superficiales no penetran en el interior, siendo apenas un tenue barniz de oxidación. Las otras alteraciones de los minerales se han producido, sin duda, en el momento de la consolidación residual, o bien por obra del escape gaseoso (bordes ferruginosos de la olivina, formación de calcita y clorita). La alteración de la olivina es diferente en las distintas rocas, según se indicó en la descripción petrográfica. El borde ferruginoso y su extensión al interior de los cristales pequeños es más acentuado en la variedad no vesiculosa que en la var. I, siendo de tipo distinto en la var. pumícea rojiza. Puede establecerse, pues, una relación entre el tipo de alteración de la olivina y el escape gaseoso. Este ha sido presuntivamente de más alta temperatura en la roca pumícea rojiza, por lo cual o bien ha habido metasomatismo o penetración de fluidos depositantes de magnetita y goethita? entre discontinuidades cristalinas, sobre todo a favor de los planos estructurales. En los otros casos la alteración ha sido marginal, o bien interior pero difusa, sin formación de óxido de hierro opaco, sino solamente rojizo y translúcido de mayor grado de oxidación.

d) RELACIONES CON LAS ROCAS BÁSICAS DE LAS SIERRAS DE SAN BERNARDO, BUEN PASTO Y NEVADA.

Se apuntó ya en el bosquejo sobre geología de la región que el basalto del C^o El Pedrero debe vincularse a la cruptividad registrada

¹ El clima de la zona es de tipo árido a semiárido y frío, con precipitaciones escasas, inferiores a 250 mm anuales, preferentemente invernales. Los vientos son fuertes y dominantes del oeste. La vegetación es pobre en general y mucho más en el área basáltica, de pastos duros (gramíneas), matas xenófilas y formas arbustivas bajas escasas y plantas en cojín.

en el ambiente de las sierras de San Bernardo, Nevada y Buen Pastor durante el Terciario alto y Cuartario. Un examen del mapa geológico de la Patagonia pone de manifiesto que los afloramientos basálticos plioceno-cuartarios conocidos en el Chubut se distribuyen en tres áreas principales:

1^ª) al sudoeste, oeste y norte de los lagos Musters y Colhue Huapí, al sur del río Chubut; 2^ª) al norte del río Chubut, hasta las derivaciones australes de la zona Somuncurá, en un área extensa incompletamente conocida; y 3^ª) en la vertiente oriental de la Cordillera (al este del lago Fontana). Las dos primeras tienen un desarrollo mucho mayor que la última, que, sin embargo, es más conspicua en su prolongación austral (lago Buenos Aires). En resumen, el vulcanismo puramente basáltico es antecordillerano, dependiente de la eruptividad de la Cordillera Patagónica (que ha evolucionado hacia la basificación), o bien es intrapatagónico, siendo en este caso asociado a áreas relativamente estables o a zonas efectivamente afectadas por las distintas fases de la orogenia terciaria, como ha sucedido en la Sierra de San Bernardo y sus prolongaciones. Existe una diferencia marcada entre el ambiente de esta última zona y las otras dos, ya que la eruptividad basáltica no se halla precedida, como en aquéllas, por uno o varios ciclos terciarios riolítico-andesítico-basálticos, sino que una única asociación bien definida (basalto olivínico con afinidades alcalinas) cubre todas las manifestaciones magmáticas del Terciario (superior?) y Cuartario.

En cuanto al basalto del C^º El Pedrero se localiza en el flanco oriental del área estructuralmente tabular (o de hundimiento de estructuras presantaerucences) que media entre la Cordillera Patagónica y las serranías al oeste del lago Musters. Entre los anticlinales más occidentales de éstas y el C^º El Pedrero median 45 km, mientras que el borde de la cordillera se halla alrededor de 100 km al oeste, separado por la altiplanicie cubierta de rodados y las primeras lomas con erosión y cubierta glacifluvial. El C^º Grande (basáltico), cuyos mantos llegan hasta el Cañadón Repiche, se halla a 25 km al naciente del C^º El Pedrero. Es evidente, pues, la probable conexión de la raíz profunda de la erupción de que aquí se trata con el ambiente efusivo del este del río Senguerr, del cual sería una manifestación lateral y tardía.

Para tener una idea de esta asociación eruptiva basta citar las rocas estudiadas por Mórtola (1923) y las mencionadas por Vilela (1952) y González (1954), las últimas de las cuales fueron examinadas por el autor. Mórtola describe shonkinitas tescheníticas y teschenitas con abundante feldespato alcalino y zeolitas sódicas, de índice de color 50, una basanita leucítica en la cual la leucita forma fenocristales, tra-

quidoleritas con sanidina y basalto olivínico. De la hoja 48c, al E del C^o El Pedrero han sido descritas diabasas y basaltos olivínicos, uno de ellos con abundantes vesículas analoímicas. La roca del C^o Grande (Cañadón Repiche) es un basalto olivínico con fenocristales de olivina y clinopiroxeno (augita). De la hoja San Bernardo, al sur de la anterior, se describen diabasas y basaltos olivínicos.

En resumen, son rocas de composición basáltica subsaturada, olivínica, y rocas básicas alcalinas y subalcalinas hipabisales o efusivas, que pueden considerarse los derivados normales del magma basáltico olivínico, formados por uno de los procesos que para la derivación de estos tipos de rocas se han elaborado como teorías o hipótesis. No es objeto de este trabajo encarar esta última cuestión, ni se tienen elementos de juicio para ello, pero pueden hacerse las siguientes indicaciones:

1^a) La asociación petrográfica mencionada parece indicar una secundaria participación de los tipos alcalinos y subalcalinos dentro de un conjunto mayor basáltico olivínico normal. Al no conocerse la secuencia de las erupciones no puede establecerse una marcha del cambio de composición de los magmas derivados, sino una estimación en conjunto que destaca el carácter del magma basáltico olivínico como factor común de la actividad ígnea, no solamente en el área deformada tectónicamente de la zona de San Bernardo e inmediaciones, sino en las otras zonas basálticas plioceno-cuartarias de la Patagonia. Los derivados alcalinos, subalcalinos o traquíticos quizá tengan mayor desarrollo que el conocido, debido a la insuficiencia de los estudios (por ejemplo, traquitas postbasálticas en Somuncurá, según Wichmann, etc.).

2^a) No existen en las formaciones sedimentarias de las serranías del este del río Senguerr miembros calizos que permitan la aplicación del mecanismo sugerido por Daly para la formación de derivados subsilicatados ricos en álcalis, mediante la asimilación de rocas carbonáticas por el magma.

3^a) La delimitación de una provincia de rocas alcalinas en el centro del Chubut debe quedar excluída temporariamente por estas circunstancias ¹, añadiéndose el hecho de que en muchas rocas el componente feldespatoideo o es intersticial o se encuentra representado

¹ El progreso del conocimiento de las rocas de la región habrá de dar la última palabra sobre la caracterización magmática del centro sur del Chubut. Actualmente están siendo estudiadas por el doctor Jorge F. Villar Fabre, rocas básicas con afinidades alcalinas procedentes de zonas al este de los lagos Musters y Colhue Huapi. Son rocas gábblicas o basálticas, algunas de ellas acentuadamente básicas y alcalinas.

por zeolitas, que pueden corresponder a un enriquecimiento alcalino deutérico, ajeno a las fases principales de la cristalización, especialmente en rocas no extruídas. Es más conspicua, en cambio, la presencia de feldespatos alcalinos (sódico-potásicos), cuya existencia —aun en rocas básicas— no implica calificar como alcalinas las rocas de que forman parte. La deformación del área de la Serranía de San Bernardo, en contraste con otras zonas de basaltos olivínicos de la Patagonia extraandina, podría ser determinante de la formación de mayor número de cámaras independientes o conectadas, en las cuales se pudo haber producido la diferenciación. Esto último parece ser substancial, dada la importancia de una relación entre grado de diferenciación y tamaño de la cámara magmática (Winchell, 1947), el cual puede ser lógicamente más variable en un área de previa deformación tectónica. Se puede establecer de este modo una relación entre la composición de las rocas y el ambiente geológico y tectónico, no en cuanto al magma primario de la zona, que podría contribuir a la definición de una provincia magmática o petrográfica, sino respecto de los productos de la diferenciación.

3ª) La hipótesis de la formación de derivados más o menos alcalinos por cristalización fraccionada normal (o con intervención de volátiles) a partir de un magma basáltico olivínico parece tener apoyo en la mencionada relación de abundancia de los tipos de rocas y en la carencia de indicios de asimilación calcárea. No han sido descritas rocas abundantes en ortopiroxeno, que pudieran indicar que la cristalización de este mineral en lugar de olivina pudiera ser factor de desilicatación. El basalto del Cº El Pedrero muestra empobrecimiento en sílice marcado, sin la correspondiente mayor riqueza en álcalis, la cual, como complemento, estaría representada por las rocas alcalinas y subalcalinas de las Serranías del este del Senguerr. La formación abundante de olivina en una fase inicial de la cristalización y su incorporación ulterior al basalto normal (nódulos) sería responsable del carácter subsilíceo de estas rocas.

VI. LAS LAVAS. SUS ESTRUCTURAS Y ORIGEN

Si bien la erosión postbasáltica (predominantemente nival) ha de haber modificado los detalles de la superficie lávica, actuando principalmente sobre las proximidades del centro eruptivo por su posición más elevada en el relieve, es posible estudiar los rasgos característicos de las coladas, por las evidencias superficiales y la estructura interna. Se mantienen los rasgos de una lava de bloques que hacen de la su-

perficie del Pedrero un área de muy arduo tránsito, salvo donde se halla semicubierta por depósitos eólicos y vegetación de gramíneas. Sobresalen bloques y fragmentos angulosos y redondeados de basalto compacto y escoriáceo que dejan ver entre ellos retazos de lava fluidal con estructuras “retorcidas” por efectos del flujo lávico. La lineación de las vesículas en estos retazos y en muchos de los bloques se orienta hacia la zona del C^o El Pedrero. El espesor del basalto se puede deducir en la zona central por diferencia de nivel con la pampa yacente, y en la zona periférica por observación directa del espesor de la lava en lugares donde la erosión la ha cortado más o menos verticalmente. Así al norte de Celaya se observa un manto de 3 m de espesor, reposando sobre areniscas con rodados que han sido teñidos fuertemente de rojo por infiltraciones ferruginosas; y en la bajada al bajo de Quintula la colada descendente alcanza a 5 m. Estos espesores corresponden a mantos individuales, lo cual se advierte por la estructura de su interior, con una parte media más o menos compacta y otras inferior y superior escoriáceas. El espesor del manto que aparece al este del río Senguerr en Cañadón Repiche, tiene también un espesor de ese orden (6 a 7 m). La elevación del relieve al aproximarse desde Alberdi a C^o El Pedrero es muy paulatina. Algunos cambios en la inclinación de la superficie del campo lávico por acentuación de la pendiente sugieren el límite impreciso de coladas o unidades de flujo que no han alcanzado a llegar a los extremos más avanzados. En las inmediaciones del C^o El Pedrero el aumento de espesor del basalto es notable, formándose el domo ya descrito que tiene un flanco oriental con un declive promedio de 15 grados. Este domo se alza en su cumbre unos 70 a 80 m sobre el nivel de la pampa. Un cálculo aproximado de una extensión de 70 km² por encima de la cota de 650 m y de alrededor de 6 km² sobre la de 700. El volumen de lava expelida, según los datos apuntados, es del orden de 700 a 900 millones de m³.

Ahora bien, respecto de los tipos de lava basáltica, han sido reconocidos dos principales: 1) aquel de estructura altamente vesiculosa (var. III), que se encuentra en el C^o León, y 2), el que compone el manto basáltico del cual participan las variedades petrográficas I y II, y cuyo perfil transversal se conoce por hallarse expuesto en contados cortes naturales de la zona de C^o El Pedrero, y a cuyo conocimiento contribuye por analogía el perfil de Cañadón Repiche, donde se observan detalles de la lava al W del C^o Grande.

Es interesante establecer la correspondencia entre el aspecto superficial (lógicamente afectado por la erosión) y el cuerpo del manto cuya estructura es de uniforme distribución de una parte central más

o menos compacta y capas más delgadas, inferior y superior, vesiculosas. Esta estructura es análoga a la descrita para muchas coladas de tipo a-a (por ej. véase Wentworth y Winchell, 1947, lám. 4, fig. 2, y Macdonald, 1953, lám. 4, fig. 1).

El manto que desciende al Bajo de Quintula, de un espesor de 5 m, tiene una capa inferior muy escoriácea, con vesículas de hasta 5 cm, una parte media bastante compacta, aunque siempre vesiculosa, que



Fig. 9.—Parte superior de la barranca de Cañadón Repiche. Ver texto.

se parte sobre todo formando “almohadones” que no exceden de 1 m de diámetro y una superficial que se compone de bloques entre los cuales se suelen encontrar trozos “retorcidos” o fluidales. Puede contribuir a comprender el origen de esta capa superficial el examen de detalles del basalto del Cañadón Repiche, con la salvedad de que este basalto es de composición algo distinta, por tener fenocristales de augita en adición a los de olivina y que la diferencia de nivel entre la planicie lateral al río Senguerr y la cumbre del C^o Grande es mayor que entre el nivel de la Pampa y el C^o El Pedrero, lo cual, sin duda, obra distintamente sobre la dinámica lávica.

La fig. 9 ilustra este perfil, integrado, en sentido descendente, por:

a) Capa delgada de basalto escoriáceo, vesículas generalmente vacías alcanzan a varios centímetros.

b) 4 m de basalto compacto, de color gris, fractura concoidea en los grandes bloques, atravesado en algunas partes como por “canales” de basalto escoriáceo de exterior rugoso que encierra en sus vesículas o entre las rugosidades esferoidales carbonato cálcico de color castaño claro a blanco, dispuesto como tapiz.



Fig. 10.—Parte superior de la barranca en Cañadón Repiche. Adviértase la superposición del basalto compacto sobre el escoriáceo.

c) 2 m de basalto vesiculoso de exterior negro, con aspecto de carbonilla, semejante al que aparece en los canales de *b*.

d) 1 m de espesor visible de rodados, con matrix arenosa, poco cementados, entre los cuales se intercalan capas de arena fina con rodados, de espesor de 20 cm, lentiformes. Los rodados más grandes alcanzan el tamaño de un puño, siendo más numerosos los más pequeños.

e) Faldeo de la barranca, cubierto por los derrumbes de basalto y rodados.

El contacto entre *b* y *c* es irregular, y los espesores son variables. (Véase también fig. 10).

En la figura 11 se ha interpretado la conexión entre los “canales” y las capas superior e inferior. Estos canales tienen un ancho entre 30 cm y 2 m. Muy probablemente representan el camino de escape gaseoso, fluido o pastoso, hacia niveles superiores, entre la masa más compacta y de más avanzado grado de consolidación. La lava ha penetrado por los mismos, siendo escurrida hacia arriba para formar

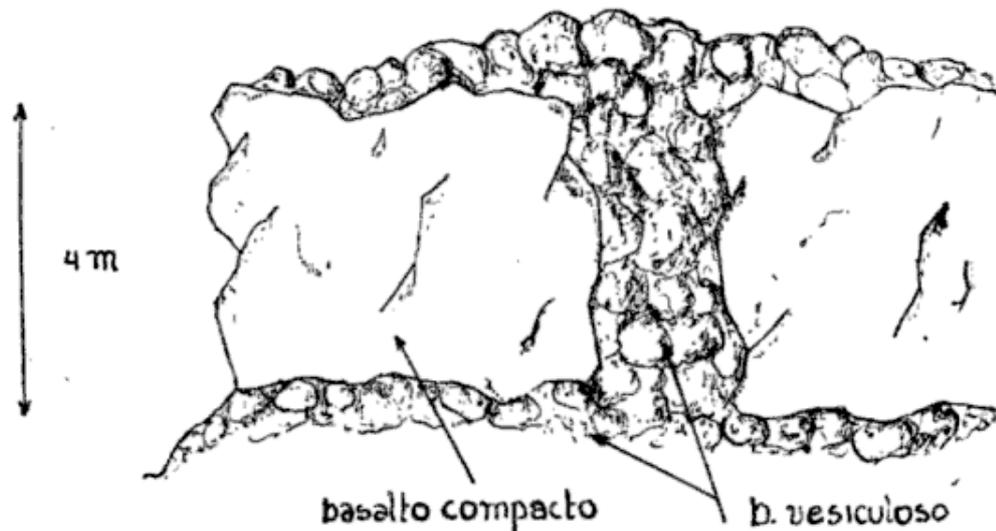


Fig. 11. — Detalle del basalto en Cañadón Repiche. Ver texto.

la capa escoriácea superficial. La fuerza de penetración puede haberse debido al empuje gaseoso, por desprendimiento principalmente de CO_2 de aguas bicarbonatadas, o por separación de gases de la lava misma, a raíz del alivio de presión al formarse las aberturas para los canales; o bien por empuje de la misma lava, por presión hidrostática, de la que, proveniente de niveles superiores, ha quedado encerrada debajo del basalto compacto. Por ambas causas el efecto ha sido la separación en el basalto compacto de bloques o placas individuales. El ascenso del basalto escoriáceo debe haber sido muy enérgico, a juzgar por la separación que ha logrado establecer entre las paredes de los conductos.

El origen de la capa superior vesiculosa puede quedar explicado en parte por este mecanismo, pero la heterogeneidad y estructura de bloques cementados por una lava solidificada a posteriori, como se ve en la zona de El Pedrero, ha de ser producto del proceso de enfriamiento, fracturación y granulación superficial que ha sido des-

cripta por muchos vulcanólogos (véase Macdonald, 1953). En realidad, sin embargo, la penetración de la lava por múltiples canales contribuye a dar el mismo aspecto y estructura. En el caso del Cañadón Repiche puede pensarse que el basalto, ya bastante consolidado, se fracturó debido a la carencia de una base igualmente consistente, tal como lo ha sugerido Finch (1941), como causa de la formación de la estructura de lava de bloques. En realidad, como es sabido, la consolidación de la lava se cumple mediante un proceso bastante más complejo que el simple enfriamiento de una masa pastosa de viscosidad creciente. La consolidación ha comenzado por la parte superior, siendo retardada (Jaggar, 1947), debido a la cesión del calor latente de fusión por parte de los minerales que se estaban cristalizando, cuya magnitud ha sido estimada en páginas previas, y por la transferencia de calor por las burbujas ascendentes, muchas de las cuales fueron atrapadas, siendo estiradas o alargadas en filamentos por el movimiento laminar del basalto, e impedidas de sufrir una expansión rápida. La lava inferior mantuvo la riqueza en volátiles, al compensar la pérdida en pequeña parte debido a la normal cristalización de minerales anhidros, pero sobre todo por incorporación de la humedad del suelo. Esto prolongó el período de fluidez, disminuyendo el efecto enfriador del aire por convección. Finalmente el basalto vesiculoso penetró en los canales y permitió el escape definitivo del exceso de gases, con lo cual, debido a la expansión gaseosa, el enfriamiento fué más rápido. En la exposición del Cañadón Repiche no se observan bloques en la capa inferior, por lo cual no debe haberse producido el efecto de incorporación de fragmentos de la capa superficial, los cuales pueden no haberse formado. La existencia de estos canales en Cañadón Repiche y el hecho de no haber sido observados en El Pedrero, puede atribuirse a la mayor velocidad de la colada en el primer lugar, que lógicamente ha acentuado las vicisitudes de la capa más rígida sobre el substracto pastoso.

La poca fluidalidad en el basalto del Pedrero y su limitación a las tablillas feldespáticas menores, puede explicarse suponiendo que la fluidez y la cristalización continuó luego de la detención del movimiento, pero también podría deberse al hecho de que el movimiento de la masa basáltica ha sido "en conjunto", sin afectar a las pequeñas unidades de fluido y cristales, y sólo actuando sobre la forma de las vesículas, debido a la marcada diferencia de propiedades físicas del gas. Esta última suposición no desacuerda con la clásica explicación de Dutton —revalidada modernamente, por ejemplo, por Emerson 1926) en cuanto al progreso de la cristalización y la persistencia del movimiento— que atribuye las irregularidades superficiales al movimiento de una masa próxima a la solidificación.

Para una apreciación de la velocidad de la lava podría aplicarse el sistema de cálculo hecho por Nichols (1939), adoptando para la viscosidad un valor estimativo y calculando la velocidad por la fórmula de hidrodinámica empleada por dicho autor. La viscosidad de las lavas del C^o El Pedrero puede considerarse bastante baja dentro del campo de variación de basaltos olivínicos por lo siguiente: 1) Retención parcial de gases durante el período activo del movimiento; 2) escasa inclinación del terreno, que, sin embargo, ha permitido un avance lávico de hasta 13 km; 3) bajo valor de la relación entre el espesor del basalto y la superficie cubierta; 4) alta cristalinidad; 5) bajo contenido silíceo, si bien el alto porcentaje de alúmina podría ser indicio de viscosidad más elevada por favorecer la formación de grupos estructurales polímeros en lugar de grupos $(\text{SiO}_4)^{4-}$ o tetraedros individuales (Barth, 1952). La riqueza en fenocristales de olivina es, en cambio, factor de heterogeneidad que disminuye la facilidad de movimiento. Con una cifra de viscosidad de 4×10^4 poises, algo inferior al valor menor determinado por Nichols¹, la velocidad calculada es de 0,5 km horarios, que resulta semejante (algo superior) a las velocidades de lavas básicas en declives suaves. Podrían añadirse como factores acelerantes el posible empuje forzado de la lava por la fuerza que impele el magma en la chimenea y la acción lubricante de la fase gaseosa, retenida como filamentos entre láminas fluídas móviles. Debe advertirse que estos aparentemente sencillos cálculos han sido objetados seriamente (Wentworth, Carson and Finch, 1945; Graton, 1945) porque no tienen en cuenta la heterogeneidad física de la lava y la complejidad del movimiento de avance. Como órdenes de magnitud, sin embargo, dan idea de que la supuesta viscosidad baja inicial puede haber promovido un movimiento relativamente veloz, capaz de tener influencia en las estructuras de enfriamiento al hacer más efectivas las acciones dinámicas que se generan al aproximarse el estado de quietud. La relación inversa existente entre la viscosidad y la velocidad de movimiento de un fluido, y por supuesto de la lava, parece contradecirse con aquella conocida explicación de la estructura, por cuanto una mayor viscosidad favorecedora de las irregularidades superficiales si persiste el movimiento significa al mismo tiempo una menor velocidad que ha de moderar esos efectos. Pero debe tenerse en cuenta que la velocidad puede ser inicialmente función de la viscosidad y que el movimiento puede mantenerse por inercia, mientras la viscosidad aumenta considerablemente, siendo en esto factor esencial el escape gaseoso cuando los gases han

¹ $4,3 \times 10^4$ y $4,77 \times 10^4$ poises.

sido retenidos al principio y liberados —como se supone en el caso presente— luego del progreso del movimiento, el cual al proseguir promueve las formaciones de irregularidades, como lo indica Macdonald.

La distinción de los tipos de lavas por los caracteres superficiales tiene escasa aplicación en lavas no actuales ni recientes, como las del C^o El Pedrero y C^o Grande, por lo cual es necesario recurrir a otros caracteres tan específicos como aquéllos, como son la estructura interna y el tipo de vesiculación.

Las vesículas de la var. III, ya descritas, son típicas de una lava cordada (pahoehoe) y las de la var. I de los mantos concuerdan perfectamente en forma y disposición con las que son propias de las lavas o su variedad de bloques (véase fig. 5, y Macdonald, 1953, lám. 4; fig. 2). La existencia de lava cordada cerca de la chimenea y un basalto más áspero lejos de ésta es un fenómeno común en el vulcanismo basáltico. La caracterización del campo lávico del Pedrero (y el occidental del C^o Grande) como lavas de bloque responde, pues, al tipo de vesiculación y estructura interna descriptos.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. BARTH, T. F. 1952. *Theoretical petrology*.
2. DANE, E. B. 1942. *Density at high temperature. Handbook of physical constants.* — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper n^o 36.
3. EMERSON, O. H. 1926. *The formation of aa and pahoehoe.* — Amer. Jour. Sci. Vol. 12. pp. 109-114.
4. FINCH, R. H. 1933. *Block lava.* — Jour. Geol. Vol. 41, pp. 769-770.
5. GORANSON, R. W. 1942. *Heat capacity, heat of fusion. Handbook of physical constants.* — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper n^o 36.
6. GONZÁLEZ, R. 1954. *Descripción geológica de la Hoja 49c, Sierra de San Bernardo.* — Informe inédito Dirección Nacional de Minería, Bs. As.
7. GRATON, L. C. 1945. *Conjectures regarding volcanic heat.* — Amer. Jour. Sci., Vol. 243-A., pp. 135-259.
8. HESS, H. H. 1941. *Pyroxenes of common mafic magmas.* — Amer. Mineralog. Vol. 26, pp. 515-535 y 573-594.
9. JACCAR, T. A. 1947. *Origin and development of craters.* — Geol. Soc. Amer. Memoir 21.
10. KENNEDY, W. K., 1933. *Trends of differentiation in basaltic magmas.* — Amer. Jour. Sci. Vol. 25; pp. 239-256.
11. MACDONALD, G. A. 1953. *Pahoehoe, aa and block lava.* — Amer. Jour. Sci. Vol. 251, pp. 169-191.
12. MORTOLA, E. 1923. *Rocas alcalinas básicas del sur del Chubut.* — Dir. Gen. de Minas, Geol. Hidrol. Bol. n^o 34, Serie B, Geol., Bs. As.

13. NICHOLS, R. L. 1931. *Viscosity of lava*.— Jour. Geol., Vol. 47, n^o 3, pp.290-302.
14. TURNER, F. AND VERHOOGEN, J. 1951. *Igneous and metamorphic petrology*.
15. VILELA, C., 1952. *Descripción geológica de la Hoja 48c, Ensanche Sarmiento*. — Dirección Nacional de Minería. Informe inédito, Bs. As.
16. WENTWORTH, C.; CARSON, M. AND FINCH, R. H. 1945. *Discussion on viscosity of lava*. — Jour. Geol. Vol. 53, pp. 94-104.
17. WENTWORTH, CH. AND WINCHELL, H. 1947. *Koolau basalt series, Oahu, Hawaii*. — Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 58, pp. 49-77
18. WINCHELL, H. 1947. *Honolulu Series, Oahu, Hawaii*. — Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 58; pp. 1-48.