



Los basaltos del oeste de la provincia de La Pampa y su rol en el sistema hídrico de la región

Mauro I. BERNARDI

Universidad Nacional de La Pampa - Uruguay 151, 6300, Santa Rosa, La Pampa, Argentina.

E-Mail: mj_bernardi@hotmail.com

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 15/10/2025

Aceptado: 27/04/2026

RESUMEN

El oeste de la provincia de La Pampa se encuentra cubierto parcialmente por coladas basálticas *pahoehoe* provenientes de los campos volcánicos neógeno-cuaternarios de Payenia, situados al sur de la provincia de Mendoza. Las mismas comprenden flujos simples o compuestos, donde cada uno presenta zonas vesiculares externas y zonas masivas intercaladas y se encuentran afectados por un conjunto de fracturas de origen primario (disyunción columnar e inflación) y secundario (intemperismo). El drenaje externo e interno y las propiedades hidráulicas de estas litologías varía localmente en función de: 1) características estructurales (densidad, conectividad, orientación, apertura y persistencia de las fracturas), 2) características de las vesículas y otras cavidades y 3) la topografía, entre otros aspectos. En conjunto, las coladas ejercen un fuerte control en la infiltración, circulación interna y externa, almacenamiento y descarga del recurso hídrico de la región. Los ensayos petrofísicos sobre muestras de basalto vesicular obtuvieron bajas permeabilidades intrínsecas y la conductividad hidráulica calculada a partir de estas arroja valores muy inferiores a los obtenidos para basaltos de otras regiones del planeta. En cambio, la conductividad hidráulica equivalente (Ley Cúbica) muestra valores de hasta tres órdenes de magnitud mayores a los preestablecidos para este tipo de litologías. Esto indica que la captación y circulación hídrica interna estarían controladas principalmente por las fracturas y no por la vesicularidad de los flujos. La baja pendiente topográfica regional del área de emplazamiento de los basaltos y la cobertura clástica contribuyen a la retención de un mayor volumen del recurso hídrico, moderando su escurrimiento superficial.

Palabras clave: Payenia, meseta basáltica pampeana, hidrología superficial y subterránea

ABSTRACT

Basalts of western La Pampa Province and their role in the regional hydrological system. Western La Pampa province is partially covered by pahoehoe basaltic flows derived from the Neogene-Quaternary Payenia volcanic fields, in southern Mendoza province. These lava flows comprise simple or compound flows, each with vesicular flow tops and basal zones, with intervening massive interiors, and are affected by fractures of both primary (columnar jointing and inflation-related features) and secondary (weathering) origin. The external and internal drainage patterns and hydraulic properties of these lithologies vary locally as a function of: 1) fracture and structural characteristics (density, connectivity, orientation, aperture, and persistence); 2) vesicularity and the distribution of other cavities; and 3) topographic controls, among other factors. Collectively, these features exert a strong control on infiltration, subsurface flow, storage, and discharge within the regional hydrological system. Petrophysical analyses of vesicular basalt samples showed low intrinsic permeabilities, with corresponding hydraulic conductivity values significantly lower than those reported for basalts in other regions. In contrast, the equivalent hydraulic conductivity estimates derived from the cubic law for fracture flow are up to three orders of magnitude higher than previously reported values for this lithology. These results indicate that groundwater recharge and flow are primarily

controlled by fracture networks rather than by primary vesicular porosity. The low regional topographic gradient of the basalt-covered area, together with the presence of a clastic cover, enhances water retention and reduces surface runoff.

Keywords: Payenia, pampean basaltic plateau, hydrology and hydrogeology.

INTRODUCCIÓN

Las rocas cristalinas son permeables solo cuando están fracturadas o cuando exhiben estructuras planares (e.g. foliación) y por lo general acumulan pequeños volúmenes de agua de manera localizada. No obstante, como estas rocas se presentan en afloramientos de extensión regional, los volúmenes de agua extraídos de las mismas pueden ser notables y en muchas regiones constituyen la única fuente de suministro de agua. La importancia de una buena interconexión entre las fracturas es fundamental para desarrollar una porosidad efectiva significativa, que favorezca la infiltración y el flujo subsuperficial y subterráneo. Asimismo, los materiales de alteración o relleno pueden tener consecuencias en la porosidad y continuidad del sistema. Los espacios entre los cristales son microscópicos y generalmente desconectados, por lo que la porosidad primaria resulta insignificante y sus propiedades hidráulicas dependen exclusivamente de la estructura interna del cuerpo de roca. Los acuíferos fisurados presentan permeabilidades que varían en función de: 1) la densidad del sistema de fracturación, 2) la apertura de las fracturas, 3) la conectividad del sistema de fracturas y 4) la presencia de estructuras tectónicas permeables de mayor envergadura (e.g. fallas). Según un informe publicado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS 2015), las rocas basálticas son los acuíferos fisurados más productivos dentro del conjunto de las rocas volcánicas ya que poseen las mejores condiciones hidrogeológicas para la recarga, circulación y almacenamiento de agua subterránea (alta vesicularidad, cavidades, fracturas, ventanas lávicas, túneles lávicos, entre otros aspectos).

Según Custodio y Llamas (1983) la mayoría de las rocas volcánicas tienen, en general, permeabilidades muy bajas, entre 0.01 y 0.0001 m/día, incluyendo algunos materiales muy porosos. Sin embargo, los flujos basálticos muy diaclasados con intercalaciones de sedimentos permeables y zonas escoriáceas pueden dar valores de permeabilidad media de hasta 100 m/día (Davis 1969) superando los 10.000 m/día en algunos sectores de las coladas en los que se presentan niveles de escoria o túneles de lava. Al mismo tiempo, estos autores indicaron que existe una notable disminución de la permeabilidad al aumentar la edad de los materiales basálticos. La reducción en la permeabilidad de las rocas

volcánicas microfisuradas se explicó inicialmente a partir del confinamiento creciente y el estrechamiento de la apertura de las microgrietas (Vinciguerra et al. 2005, Nara et al. 2011, Fortin et al. 2011, Heap et al. 2017). Mediante ensayos experimentales en probetas de rocas basáltico-andesíticas, Heap et al. (2018) demostraron esta afirmación a partir de la disminución del radio promedio de los poros con el aumento de la presión de confinamiento. Estos autores consideraron también que la naturaleza tortuosa de las microfisuras favorece la adsorción de agua en sus paredes, reduciendo su radio efectivo y disminuyendo la permeabilidad al agua.

Las lavas de composición basáltica, en particular aquellas del tipo pahoehoe con procesos de inflación, dan lugar a coladas tabulares que presentan sectores vesiculares en las secciones superiores e inferiores de las mismas (Aubele 1988, Hon et al. 1994, Self et al. 1997, Bernardi et al. 2019c). Muchas veces, los flujos lávicos están solapados y presentan hiatos temporales entre ellos, representados por zonas con desarrollos de suelos o material aluvial que conforman capas permeables. Las diaclasas columnares desarrolladas por enfriamiento del flujo, crean pasajes que permiten al agua moverse verticalmente a través de la roca. Las grietas y diaclasas se desarrollan de manera más notable en las zonas superiores e inferiores de las coladas a medida que estas se enfrían, mientras que el centro de la colada, que permanece más tiempo fluido, permite el escape de gases en forma de burbujas hacia las zonas superiores, lo cual deja como resultado una zona de baja permeabilidad rodeada de zonas externas más permeables. Los flujos más delgados se enfrían más rápido y, por lo tanto, los sectores centrales de los mismos están comúnmente fracturados y vesiculados al igual que sus sectores externos.

Numerosos estudios experimentales y teóricos han sido llevados a cabo para comprender mejor la permeabilidad de los materiales volcánicos (Blower 2001, Rust y Cashman 2004, Costa 2006, Wright et al. 2009, Degruyter et al. 2010, Gaunt et al. 2014, Heap y Kennedy 2016, Wadsworth et al. 2016, Colombier et al. 2017). Sin embargo, la mayoría de estos estudios utilizan un gas inerte como fluido en los poros y sólo en pocos casos se ha utilizado agua (Kendrick et al. 2013, Gaunt et al. 2014).

Con respecto a casos de estudio sobre sistemas acuíferos fracturados instalados en coladas basálticas, algunos de los

más importantes citados en la bibliografía son aquellos de la planicie basáltica de Snake River (Neógeno-Cuaternario) en la región noroccidental de Estados Unidos, los sistemas acuíferos del Columbia River Basalt Group (Neógeno), las planicies basálticas Hawaianas (Neógeno-Cuaternario) (Whitehead 1994, Izuka et al. 2018), los campos lávicos cuaternarios de Nueva Zelanda (Auckland) (Namjou et al. 2006) y los basaltos terciarios de la región suroriental de Australia (Brodie et al. 2002). En Argentina, Gebhard et al. (2010) y Auge et al. (2013) llevaron a cabo un estudio hidrogeológico-estructural de la región sur de la provincia de Río Negro, enfocado en acuíferos fisurados, identificando sitios con caracteres geológicos, geomorfológicos e hidrológicos favorables para la prospección de agua subterránea. Estos autores plantearon que las rocas cristalinas aflorantes en el área generan un medio discontinuo, en el que el agua sólo se presenta en las superficies de debilidad (diaclasas, fallas), mientras que el resto del cuerpo de la roca, debido a la cristalización masiva, es prácticamente impermeable. No obstante, sugirieron que los basaltos neógenos emplazados en esta región merecen un tratamiento especial ya que, por su estructura vesicular, tienen un significativo interés hidrogeológico, pues constituyen vías preferenciales para la recarga subterránea.

El objetivo de este trabajo es el de evaluar el control que ejercen parte de las coladas basálticas emplazadas al oeste de la provincia de La Pampa sobre las características del drenaje hídrico superficial y en el almacenamiento y dinámica del recurso hídrico subterráneo de la región.

Como consecuencia de las escasas precipitaciones, el agua en esta zona es un recurso importante y de limitada disponibilidad para el consumo, razón por la cual es de interés evaluar algunos de los parámetros que pueden condicionar la circulación y características de las aguas superficiales y subterráneas. En este sentido, las rocas volcánicas generalmente se diferencian de la mayoría de otras rocas ígneas por presentar estructuras primarias y secundarias que facilitan el flujo de agua interno y externo. De esta manera, las rocas basálticas, que cubren más del 50 % del área de la zona de estudio, revisten importancia en cuanto a su rol como medio de captación, circulación y almacenaje del agua de precipitación.

ASPECTOS HIDROQUÍMICOS DE LAS AGUAS DE ACUÍFEROS BASÁLTICOS

En este trabajo no se incluyeron análisis hidrogeoquímicos de las aguas que circulan y emergen de los basaltos, pero es importante mencionar algunas cuestiones sobre la relevancia

que reviste su estudio en la dinámica y caracterización de este tipo de acuíferos. La química del agua subterránea puede proporcionar evidencias sobre aspectos tales como las condiciones hidrogeológicas de las rocas hospedantes, indicios del área de recarga y zonas de almacenamiento y velocidad y dirección del flujo acuoso. Los principales factores que modulan la geoquímica del agua son, entre otros, su química original, la temperatura, el clima de la región, la solubilidad y mineralogía de la roca hospedante, su porosidad y permeabilidad y la trayectoria del flujo (Freeze y Cherry 1979, Appelo y Postma 2004, Mazor 2005). La concentración de iones disueltos en las aguas subterráneas generalmente se considera proporcional a la longitud de la trayectoria del flujo y al tiempo de residencia en el acuífero. Es probable que el agua subterránea de movimiento rápido presente concentraciones de iones provenientes del basalto más bajas que las aguas de flujo lento a lo largo de una distancia equivalente (Palmer y Cherry 1984, Herczeg et al. 1991). Con respecto a esto, el flujo de agua subterránea a lo largo de fracturas limita el grado de interacción agua-roca (Appelo y Postma 2004).

Los basaltos constan principalmente de minerales ricos en Ca y Mg (olivino, plagioclasa, augita, óxidos de hierro y magnesio) por lo que las aguas subterráneas en medio fracturados basálticos presentan una concentración significativa de iones Mg^{2+} , Ca^{2+} y, en menor medida, Na^+ acompañados de bicarbonatos (HCO_3^-) (Naik et al. 2001, Locsey 2004, Moghaddam y Fijani 2009 y trabajos allí citados). Las concentraciones de potasio, cloruro y sulfato por lo general, son bajas. El sodio deriva principalmente de feldespatos sódicos como la albita o de cualquier miembro de la serie de plagioclasas en solución sólida entre la albita y la anortita (Appelo y Postma 2004, Négrel y Lachassagne 2000). El calcio se libera durante la meteorización de plagioclasas, y este último junto con el magnesio se liberan a partir de la meteorización de piroxenos como la augita. El magnesio también deriva de la disolución de olivino y puede provenir de la meteorización de biotita y anfíboles. Mazor (2005) señala que las aguas subterráneas basálticas suelen presentar baja salinidad, con concentraciones de sólidos disueltos totales inferiores a 400 mg/L. El flujo de agua a través de depósitos clásticos, zonas superficiales de basalto meteorizado y paleosuelos o sedimentitas intercaladas entre coladas que se formaron o depositaron durante el cese temporal de la actividad volcánica, también influye en la química del agua que circula por este tipo de acuíferos (Möller et al. 2016).

En cuanto a su utilidad para consumo humano, los autores citados han reportado de manera general que las aguas procedentes de este tipo de acuíferos requieren de algún

tipo de tratamiento previo debido al alto tenores de algunos compuestos tales como fluoruros y nitratos o bien parámetros fisicoquímicos como sólidos totales disueltos, pH y dureza, entre otros que las hacen no aptas para consumo directo.

Particularmente para la meseta basáltica pampeana, se destacan los estudios hidrogeológicos de Malán et al. (1998), Loyola (2017) y Arroyo (2018) que aportan una caracterización hidrométrica, hidroquímica e isotópica de los principales manantiales reconocidos en el área. Al contrario de lo que indican los datos mencionados previamente, estos autores señalaron que las aguas que emergen en los manantiales pampeanos presentan alto contenido salino y clasifican, en mayor proporción, como cloruradas y en menor medida, como sulfatadas sódicas; concluyeron que no son aptas para consumo humano, a excepción de aquellas que afloran del manantial de Puelén. Por otro lado, indicaron que las aguas analizadas en la mayoría de los manantiales aforados no son aconsejables para riego, por el peligro de salinización y sodificación del suelo.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio de este trabajo se conoce como Meseta Basáltica (Bisceglia 1977) y abarca el sector norte, centro y oeste del departamento Puelén, situado en el sector suroccidental de la provincia de La Pampa. Los límites geográficos del área de estudio comprenden, hacia el oeste, el límite interprovincial Mendoza-La Pampa entre el paralelo 36°44'S y el río Colorado y hacia el este se extiende entre la intersección del paralelo 36°44' S con el meridiano 67°07'O, al norte y la intersección del paralelo 37°51'S con el meridiano 67°15'O, al sur. Durante el trabajo de campaña se relevó un sector de 3300 km² de superficie dentro de la zona central del área de estudio. Sin embargo, en el estudio global y los trabajos de análisis, procesamiento y confección de mapas a partir de imágenes satelitales, se incorporó el área de estudio completa (Fig. 1).

Geológicamente, el área de estudio se encuentra incluida en el extremo sureste de la Provincia Volcánica Payenia (Polanski 1954). Los afloramientos basálticos de Payenia ocupan el extremo sudeste del departamento Malargüe en

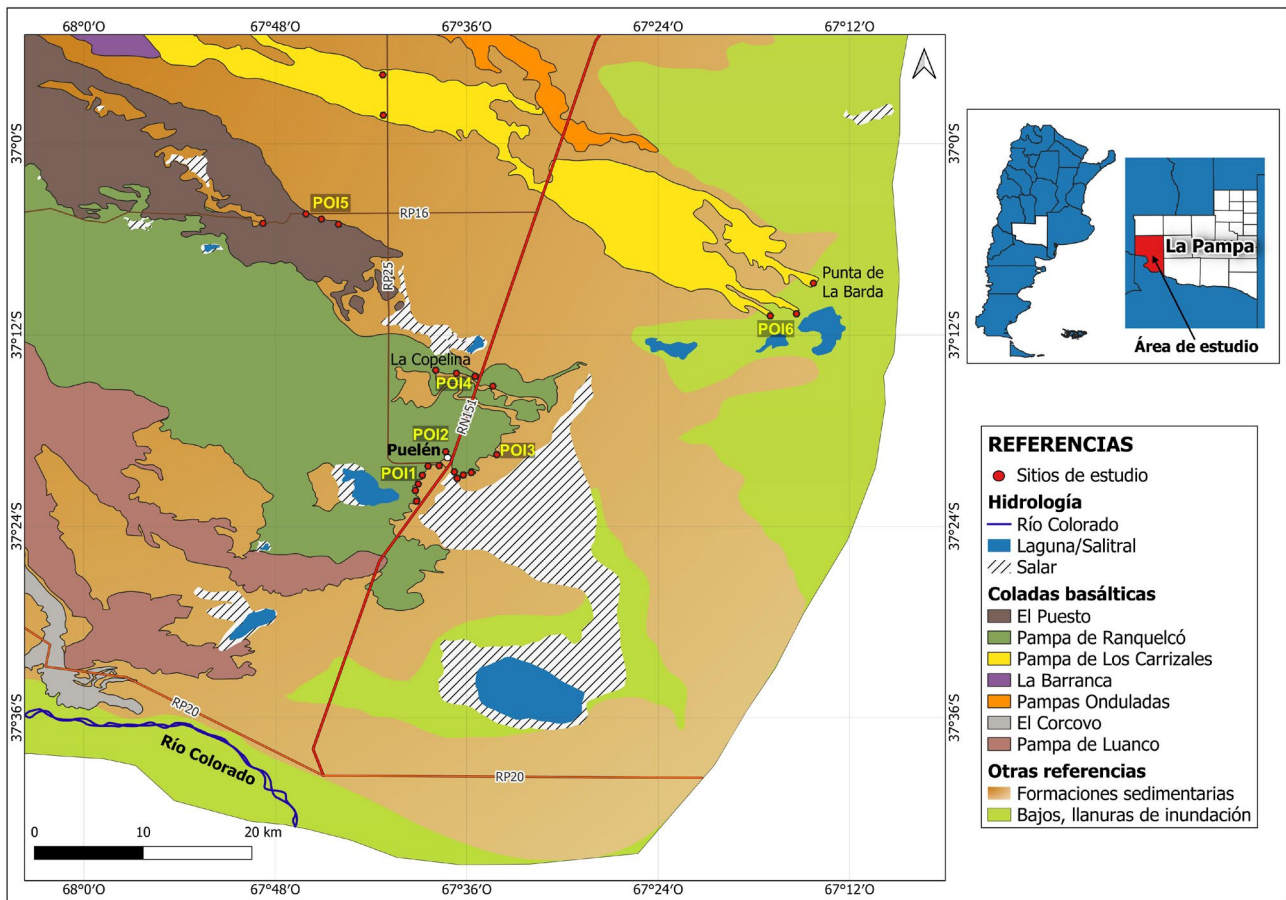


Figura 1. Mapa del área de estudio y sitios relevados. Se indican las muestras seleccionadas para ensayos petrofísicos (POI1-6).

la provincia de Mendoza y gran parte de los departamentos Puelén y Chical Co en la provincia de La Pampa, representando las manifestaciones orientales del volcanismo de retroarco extraandino entre los 36° y 37° 30' de latitud sur.

En la región predomina la actividad ganadera, especialmente la producción bovina-caprina mientras que la explotación de hidrocarburos se encuentra concentrada hacia el suroeste del departamento Puelén. La densidad poblacional de esta región semidesértica es baja (0-3 hab/km²) y la misma se encuentra distribuida principalmente en puestos rurales. El centro urbano más importante dentro del área de estudio comprende la localidad de Puelén. La fuente de suministro de agua de esta última localidad es un manantial natural, el cual también alimenta otras localidades cercanas a través de un acueducto (La Reforma, Chacharramendi y Limay Mahuida). Este manantial, al igual que otros localizados en la zona, tiene sus nacientes en los bordes de la planicie basáltica.

Antecedentes de investigación del área de estudio y la temática propuesta

Las investigaciones relacionadas con el área de estudio propuesta comenzaron con los trabajos hidrogeológicos y regionales de Stappenbeck (1913), Wichmann (1928), Sobral (1942) y Groeber (1946). La primera edad radimétrica de un basalto en La Pampa corresponde a Cortelezzi y Dirac (1969) quienes dataron dos coladas de lava cercanas a la localidad de Puelén, según el método K/Ar sobre roca total e incluyeron a las dos unidades en el Plioceno. Posteriormente, Núñez (1976) aportó cuatro nuevas edades K/Ar obtenidas en un centro eruptivo y coladas de lava, con valores que varían entre 1 y 2,3 Ma. Más tarde, Linares et al. (1980) señalaron la existencia de varios ciclos efusivos en el Cenozoico, los que dieron origen a las coladas basálticas y Melchor y Casadío (1999) obtuvieron una edad K/Ar de 0.4 Ma para una extensa colada basáltica luego descrita como Pampa de Los Carrizales (Pasquarè et al. 2008, Bernardi 2016, Bernardi et al 2019c). Pasquarè et al. (2008) y Espanon et al. (2014) describieron el flujo lávico Pampas Onduladas, el cual alcanzó unos 180 km de longitud y se emplazó mediante el mecanismo denominado inflación. Este proceso fue descrito y modelado en coladas activas hawaianas (Hon et al. 1994). Estos autores, entre otros, plantearon que el mecanismo de inflación queda evidenciado a partir de las características estructurales internas y externas presentes en los flujos inflados, entre las cuales las más comunes son: túmulos, elevaciones mesetiformes y dorsales de inflación (Walker 1991, Hon et al. 1994, Whitehead y Stephenson 1998).

Los mecanismos de emplazamiento, las características petrográficas y los procesos petrológicos internos de los flujos

de lava emplazados en esta zona de estudio fueron descritos en Bernardi (2016), Bernardi y Bertotto (2014) y Bernardi et al. (2013a, 2013b, 2015, 2016, 2018, 2019a, 2019b, 2019c).

En cuanto a antecedentes de investigación sobre la temática propuesta para la zona de estudio, Bisceglia (1977) llevó a cabo una investigación hidrogeológica regional y distinguió dos áreas geomorfológicamente diferentes: la meseta basáltica y la meseta de Chical Co, a la vez que identificó y aforó una veintena de manantiales, relacionados genéticamente con los basaltos. Este autor sugirió que el área cubierta por las coladas basálticas constituye la zona más importante desde el punto de vista hidrogeológico ya que es la de mayor permeabilidad relativa de la región. También indicó que estos basaltos constituyen un excelente acuífero y que su permeabilidad es tanto primaria como secundaria (vesículas y fracturas formadas durante el emplazamiento del flujo y posteriormente al mismo). Particularmente para la meseta basáltica, en la que se incluye la zona de estudio, Arroyo (2018) definió al acuífero contenido en el basalto como de carácter hidráulico libre, y relevó numerosos establecimientos rurales de la zona de estudio destacando que los mismos se abastecen de agua a partir de manantiales o pozo someros cavados en el basalto o bien de pozos que han atravesado todo el espesor de la colada hasta los sedimentos subyacentes (Fig. 9a). En términos de caudal, el manantial de mayor importancia en la región, es el que se encuentra en la localidad de Puelén, el cual, según Sobral (1942), nace en el contacto entre el basalto de la colada Pampa de Ranquelcó (Bernardi 2016, 2019a, 2019c) y su sustrato. Otras manifestaciones importantes del acuífero contenido en las rocas basálticas emplazadas en la zona de estudio corresponden a los manantiales de La Copelina, Buta Ranquil y los Carrizales clasificados por Bisceglia (1977) como manantiales de gran caudal, señalando que sufren variaciones de acuerdo con la frecuencia de las precipitaciones. Estos manantiales fueron luego relevados en detalle por Malán et al. (1998) quienes midieron caudales de entre 4,5 y 104 L/seg, correspondiendo este último valor al manantial de Puelén.

METODOLOGÍA

Relevamiento de campo: muestreo y medición de las propiedades físicas y discontinuidades en las coladas basálticas

En base a reconocimientos geológicos previos (Bernardi 2016) se seleccionaron sitios de interés en las coladas de lava, donde se realizó el relevamiento geotécnico,

geomorfológico y estructural. Para el estudio geotécnico se utilizaron las clasificaciones, metodologías y técnicas propuestas por Bieniawski (1989) (RMR - Rock Mass Rating) y Priest (1993) para macizos rocosos en general y aquellas propuestas por Menéndez y González-Gallego (2015) en estudios geomecánicos de terrenos volcánicos. Se evaluó orientación, espaciado, persistencia y apertura de fracturas, rugosidad de las paredes y tipo y características texturales del material de relleno. Para ello se delimitaron e individualizaron sectores sin cobertura vegetal o detrítica y con patrones de fracturación representativos. Algunos de estos sectores corresponden a márgenes y frentes de las coladas de lava que exponen el techo y su interior como consecuencia de la acción erosiva y antrópica (e.g. frentes de canteras, trazado de rutas y caminos, etc).

Los trabajos de campo incluyeron relevamiento de secciones verticales de los flujos lávicos, medición de espesores, evaluación de las alteraciones del basalto y de las relaciones de yacencia con capas de diferentes materiales (sedimentitas). Durante la descripción de la estructura interna de las coladas la vesicularidad fue determinada a partir de estimadores visuales (Compton 1962) y definida según su abundancia como: alta (> 25 %), moderada (15 a 25 %), baja (5 a 15 %) y muy baja (<5 %). Finalmente, se llevó a cabo un muestreo para estudios petrofísicos en el que se recolectaron 20 muestras representativas de basalto.

Tratamiento de muestras y análisis petrofísicos

Se llevaron a cabo estudios experimentales de petrofísica básica sobre seis probetas cilíndricas extraídas de muestras de basaltos identificadas como POI1, POI2, POI3, POI4, POI5 y POI6. Se determinaron valores de porosidad total, densidad efectiva y aparente y permeabilidad (al gas). El procesamiento de las muestras se llevó a cabo en la Sala de cortes de roca de la UNLPam y en un laboratorio privado perteneciente al Grupo LCV s.r.l. Para la preparación primaria de las muestras se extrajeron y moldearon bloques subredondeados de roca de hasta 1 kg. Posteriormente, en el laboratorio se realizaron ensayos experimentales para la determinación de parámetros petrofísicos. Los mismos se basaron en la práctica recomendada API-RP-40 (Recommended Practice for Core Analysis) y se empleó un porosímetro-permeabilímetro *Core-Test modelo AP-608*. El procedimiento de preparación y procesamiento de las muestras consistió en las siguientes etapas: a) Corte y frenteado de la muestra para obtener una probeta cilíndrica de aproximadamente 38 mm de diámetro por 40 a 65 mm de longitud; b) Lavado de la muestra en equipo *Soxhlet* con metanol a fin de eliminar sales; c) Secado

en estufa hasta peso constante; d) Medición del volumen de roca, utilizando un porosímetro con celda de volumen constante; e) Medición del volumen aparente; f) Medición de la permeabilidad al gas utilizando nitrógeno; g) Cálculo de los parámetros medidos.

Cálculo de parámetros de población y conductividad hidráulica de las fracturas

Se estimaron parámetros de población para caracterizar uno de los sistemas de fracturas de mayor presencia y relevancia en relación con las características hidráulicas del basalto; estos parámetros comprenden: intensidad (I) y densidad (D) de fractura, la longitud de fractura (L) y la frecuencia de fractura (N). Para el cálculo se siguieron los criterios de Nieto-Samaniego et al. (2003) y de Mauldon et al. (2001). Inicialmente se seleccionaron zonas con un grado de fracturamiento moderado a intenso. Mediante el uso de fotografías con diferentes campos visuales, tomadas en 6 sitios de estudio, se delimitaron sectores representativos del sistema de fracturas a partir del trazado de círculos de muestreo de 1.5 m² de área, según el método de línea de muestreo y ventanas circulares de Mauldon et al. (2001). El tamaño reducido del área de muestreo se debe a que los asomos de basalto desnudo son discretos por lo que se optó por subdividir cada sitio de estudio en varios sectores puntuales para cuantificar la fracturación. Dentro de las áreas delimitadas se trazaron digitalmente las fracturas que se observan con claridad y se procedió a medir la longitud de cada una de ellas. Con los datos de longitud, se calculó: 1) longitud total de fractura, la cual corresponde a la sumatoria total de las longitudes individuales de cada traza de fractura encerrada en el área ($L = \sum Li$); 2) la intensidad de fractura, definida como la longitud de fractura por unidad de área; se calcula mediante la expresión $I = n/4.r$ (m^{-1} o m/m^2), donde n es el número de intersecciones entre la línea del círculo de muestreo y las trazas de fractura y r es el radio de la circunferencia; 3) la densidad de fractura, la cual indica la cantidad de trazas de fracturas por unidad de área y se estima mediante la expresión $D = I / \bar{L}$ ($1/m^2$) donde I es la intensidad de fractura y \bar{L} es la longitud promedio de las fracturas dentro del área circular, y 4) la frecuencia de fracturas, la cual se define como la relación entre la cantidad de fracturas de una misma familia que cortan una línea recta y su longitud ($N = n^\circ \text{ fracturas} / \text{longitud}$).

Por otro lado, se estimaron valores de conductividad hidráulica equivalente K_{eq} a partir del criterio de Snow (1968, 1969) quien planteó que es posible estimar este parámetro para una familia de fracturas planas mediante la expresión general $K_{eq} = (\rho g N b^3) / 12 \mu$ donde K_{eq} es la conductividad

hidráulica equivalente del medio fracturado, b es la apertura de las fracturas, ρ es la densidad del agua ($T=20^\circ$ y $P=1$ bar), μ es la viscosidad dinámica del agua y N es la frecuencia de fracturas. El producto " $N b$ " se denomina porosidad planar. Esta ley establece que, para un gradiente hidráulico dado, el flujo a través de una fractura es proporcional al cubo de la apertura de la misma. Por lo tanto, pequeñas variaciones en el valor de la apertura pueden resultar en cambios apreciables de la permeabilidad o conductividad hidráulica de la roca. Esta relación se conoce como Ley Cúbica.

Cartografía

Los mapas representados en este trabajo fueron diseñados con el software QGIS v3.34. Mediante el software SAGA 9 (Conrad et al. 2015) se llevó a cabo el análisis digital del terreno a partir de una imagen SRTM-DEM90 del área de estudio, con lo que se obtuvieron capas vectoriales que incluyen la delimitación de cuencas hidrográficas y la distribución y diseño de la red de drenaje, entre otros elementos geográficos.

BASALTOS PAMPEANOS DE PAYENIA Y EL SISTEMA HÍDRICO DE LA REGIÓN

Geología de las coladas basálticas relevadas en el área de estudio

Dentro del área de estudio afloran los sectores medios y distales de flujos de lava del tipo *pahoehoe* dispuestos con una dirección general noroeste-sudeste. Los mismos fueron emitidos desde centros eruptivos situados en la provincia de Mendoza (e.g. Payun Matru, Chachahuén) y conformaron una extensa planicie basáltica interrumpida por conos de escoria monogenéticos de altura reducida. Muchas de estas coladas alcanzaron distancias notables durante su actividad y han sido consideradas como las más extensas del planeta para el período en el que se emplazaron (Pasquaré et al. 2008, Espanon 2014, Bernardi 2016, 2019a, 2019b). En relación a este último aspecto, la magnitud en términos de extensión areal y longitudinal se encontraría relacionada con su mecanismo de emplazamiento denominado inflación. Este último fue modelado por Hon et al. (1994) a partir de coladas *pahoehoe* activas de Hawái. Estos autores describieron que los flujos inician su propagación como un manto delgado de pocos centímetros de espesor y a medida que su velocidad decrece la presión creciente debido a la adición continua de lava líquida debajo de una corteza enfriada y dúctil, se distribuye uniformemente en todo el perímetro interno de la colada, produciendo su hinchamiento. La corteza continúa

enfriándose y engrosándose hasta que se torna rígida y se fractura permitiendo el escape de nuevos lóbulos que continuarán propagándose de manera similar. Si las tasas de efusión son altas y sostenidas en el tiempo, el flujo es capaz de inflarse uniformemente, dando lugar a una colada de características mesetiformes. Posteriormente, cuando las tasas de efusión comienzan a decrecer, la misma puede evolucionar a un flujo de topografía irregular otorgada por la formación de estructuras de inflación que modifican la fisonomía tabular previa de la colada (Self et al. 1998). Estos relieves presentan mayormente escala decamétrica a hectométrica y comprenden: túmulos, elevaciones de techo plano, dorsales de inflación y pozos de inflación. En estas estructuras existe una fracturación prominente como producto de los esfuerzos tensionales que se generan durante el hinchamiento local del flujo de lava. Estas fracturas son de carácter local y presentan patrones radiales en "Y" o bien tienen distribución anular. Algunas suelen estar selladas por material lávico que brotó sincrónicamente a la formación de la fractura mientras que otras se encuentran rellenas con material sedimentario y vegetación. Por otro lado, el proceso de inflación está asociado a la formación de tubos o túneles de lava. Estos se forman cuando las tasas de aporte lávico disminuyen y la colada solidifica de manera heterogénea, restringiendo la circulación de lava a conductos internos con secciones transversales de entre decenas de metros cuadrados a pocos centímetros cuadrados y longitudes variables que, en muchos casos, alcanzan varios centenares de metros.

A escala de afloramiento, las secciones transversales de todas las coladas presentan, en mayor o menor medida, una distribución interna de sectores vesiculares y masivos consistentes en un núcleo interno denso, una corteza vesicular superior y una corteza vesicular inferior, de menor desarrollo que la primera.

Por otra parte, el sustrato sobre el que se desplazaron las coladas en la zona de estudio, se encuentra formado mayormente por sedimentitas paleógenas representadas por areniscas calcáreas, con intercalaciones de arcilitas, pelitas y piroclastitas de grano fino, calizas, margas y areniscas gruesas friables, con lentes de conglomerados correspondientes a las formaciones Roca (Casadío 1994), El Fresco, Gran Salitral (Melchor y Casadío 1999) y El Sauzal (Linares et al. 1980)

Del conjunto de coladas emplazadas en esta región, fueron relevadas tres unidades en función del objetivo planteado. Estas se denominan (de norte a sur): colada basáltica Pampa de los Carrizales, colada basáltica El Puesto y colada basáltica Pampa de Ranquelcó y las características más relevantes de las mismas se resumen en el Cuadro 1.

Cuadro 1. Coladas basálticas relevadas y sus características más importantes.

Colada	Pampa de Los Carrizales (Pasquaret et al. 2008, Bernardi et al. 2019c)	El Puesto (Bernardi et al 2019b y 2019c)	Pampa de Ranquelc6 (Bernardi et al 2019a y 2019c)
Características			
Centro de emisi6n	Pay6n Matru: Sistema de fracturas La Carbonilla (Liambias 1966, Gonz6lez D6az 1972).	Volc6n Morado (36°51'S-68°21'O)	Complejo volc6nico Chachahu6n.
Edad	K/Ar 0.40 ± 0.10 Ma (Pleistoceno medio) (Melchor y Casadio 1999)	K/Ar 0.2 ± 0.027 Ma (Pleistoceno medio) (Bernardi 2019b).	K/Ar 3.8 ± 0.8 – 5.1 ± 0.9 Ma (Plioceno inferior) (Cortelezzi y Dirac (1969)
Dimensiones	L: 181.2 km; A: entre 5 km y 18 km, Ea: 4, 6 y 8 m en sus porciones medias superiores y terminales. Sm: 2570 km ² .	L:70km; A: 11 a 20 km; Ea: 5 a 10 m; Sm: 856.2 km ² .	L: 116 km; A: 28 km (frente distal); Ea: 2 a 6 m; Sm: 1890 km ² .
Sentido de movimiento	Sureste. Pendiente regional actual 0.5°SE.	Sureste. Pendiente regional actual: 0.4°SE.	Este-sureste. Pendiente regional actual: 0.4°SE.
Sustrato	Proximal: Grupo Palaoco (Olig-Mio). Medio: colada La Barranca (2.3 ± 1 y 1.8 ± 1 Ma (N6ñez 1976)). Distal: Rocas sedimentarias KSup-Pal, Eoc. y MioSup	Proximal: colada Pampa de Los Carrizales y La Barranca (norte). Pampa de Ranquelc6 (centro y sur). Medio y distal: Pampa de Ranquelc6 (sur) y dep6sitos sedimentarios K-Pal (norte)	Distal: dep6sitos sedimentarios del Mioceno superior.
Morfolog6a superficial	Relieve ondulado conferido por alta densidad de estructuras de inflaci6n. Ventanas l6vicas que funcionan como cubetas sedimentarias, desag6es de cuencas endorreicas.	Alta concentraci6n de estructuras de inflaci6n. T6neles l6vicos maestros (Cueva de Halada) (Bertotto 1996, Mart6nez 1998). Tubos de lava secundarios.	Perfiles transversales escarpados. Irregularidades topogr6ficas conferidas estructuras de inflaci6n.
Sector terminal	Punta de la Barda (37°8'S-67°14'O)	Salitral de La Copelina (37°12'S-67°35'O).	Salitral de La Perra, Puel6n (37°29'S-67°27'O)

Referencias. L: longitud; A: ancho; Ea: espesor aflorante; Sm: superficie m6nima

Clima y topograf6a de la zona de estudio

La Meseta Bas6ltica se encuentra dentro de una regi6n caracterizada por deficiencia h6drica, denominada “regi6n h6drica 6rida” (Cano et al. 1980). La precipitaci6n media anual en esta regi6n es de 261.8 mm/a6o seg6n registros de datos pluviom6tricos para el periodo 1962-2023 en la localidad de Puel6n (APA 2025). El per6odo m6s seco es el invierno y el m6s h6medo corresponde a la 6poca comprendida entre octubre y marzo, siendo este 6ltimo el mes en el que se registran las m6ximas precipitaciones.

En relaci6n a su geomorfolog6a, la zona de estudio se encuentra comprendida dentro de una regi6n definida como Pediplano Occidental (Calmels 1996). La m6xima altitud es de 850 msnm al noroeste, en el l6mite con Mendoza y la m6nima se encuentra en el sector de Punta de La Barda, con 287 m snm. Las pendientes regionales son suaves hacia el este-sureste, donde var6an entre 0.2° y 0.4° grados de inclinaci6n, mientras que en el sector sur se observa que las pendientes regionales var6an en torno a los 0.6° hacia el S y SO. El 6rea muestra una topograf6a cuasiplanar en sentido NO-SE, mientras que seg6n un rumbo submeridional, la misma muestra un relieve m6s irregular.

Los flujos l6vicos emplazados en esta regi6n se desplazaron sobre la pediplanicie andina de suave pendiente

hacia el este. La cobertura bas6ltica es interrumpida por ventanas l6vicas donde aflora el sustrato prebas6ltico o bien est6n rellenas por sedimentos modernos, mayormente arenosos. Los aparatos volc6nicos est6n casi ausentes a excepci6n de tres exponentes denominados Agua Poca, Escorial y Del Nido, de poca altura y situados sobre el l6mite con Mendoza. Otras formas de relieve que se presentan son t6mulos, dorsales y elevaciones l6vicas de techo plano, bajos topogr6ficos ocupados por lagunas y salares y algunas elevaciones mesetiformes de baja altura conformadas por formaciones sedimentarias prebas6lticas.

Drenaje h6drico superficial

La hidrograf6a superficial del 6rea de estudio se encuentra representada por la presencia de manantiales que dan lugar a arroyos perennes, los cuales, junto al drenaje superficial de precipitaciones espor6dicas, inundan los bajos topogr6ficos dando lugar a lagunas someras o salares. La red de drenaje instalada sobre la planicie bas6ltica y el terreno sedimentario desprovisto de basalto presenta un rumbo general ONO-ESE en la porci6n norte cambiando su tendencia hacia el SE en la porci6n sur (Fig. 2). Teniendo en cuenta que esta zona se encuentra comprendida dentro de una regi6n de clima 6rido con escasas precipitaciones, esta red de drenaje

se encuentra inactiva la mayor parte del tiempo. Cuando se producen precipitaciones y el sistema hídrico se activa, una fracción del volumen de lluvias se infiltra por las fracturas del basalto y circula en forma de flujos subterráneos. Durante el relevamiento hidrométrico e hidroquímico de un conjunto de manantiales de la zona de estudio, Malan et al. (1998) obtuvieron valores de infiltración eficaz mediante un cálculo de balance hídrico, modelado a partir de parámetros tales como precipitaciones, evapotranspiración, área de recarga, escurrimiento superficial y caudales de efluencia en manantiales, entre otros. Estos autores determinaron valores de infiltración eficaz equivalentes a 2.3 y 7 % de la precipitación. Por otro lado, el excedente de agua que no se infiltra circula superficialmente y la descarga hídrica se produce principalmente en: 1) cuencas endorreicas de extensión areal reducida, situadas en depresiones del relieve o en ventanas lávicas, con formación de lagunas estacionales y bañados, alimentadas también por efluencias de agua subterránea; 2) dos grandes salares situados hacia el este, denominados La Perra y Gran Salitral, este último fuera del área de estudio; 3) La cuenca del río Colorado al sur, el cual

es el principal exponente hidrográfico de la región, con rumbo general ONO-ESE; y 4) la cuenca del río Salado-Chadileuvú al este, con disposición submeridional.

Mediante el análisis digital del terreno obtenido a partir de una imagen SRTM-DEM90 se delimitaron 4 cuencas hidrográficas que se extienden más allá de los límites de la zona de estudio (enumeradas 1, 2, 3 y 4 en Fig. 2). Estas presentan forma elongada con disposición paralela y una orientación NO-SE, similar a la de los flujos de lava, donde sus límites responden a altos topográficos que funcionan como divisorias de aguas. Las cuencas hídricas 1, 2 y 3 transportan sus aguas mayoritariamente hacia la planicie del río Salado-Chadileuvú, mientras que la descarga de la cuenca 4 se produce principalmente en el río Colorado. El modelo de drenaje obtenido es predominantemente dendrítico. Sobre las coladas se observan entre 3 y 4 órdenes de cursos en la red de drenaje, donde los de menor orden se disponen con ángulos agudos con respecto a los de mayor orden y estos últimos muestran cierto paralelismo en su recorrido, dentro de una misma cuenca. Los cauces de mayor longitud son aquellos que se encuentran instalados a favor de contactos

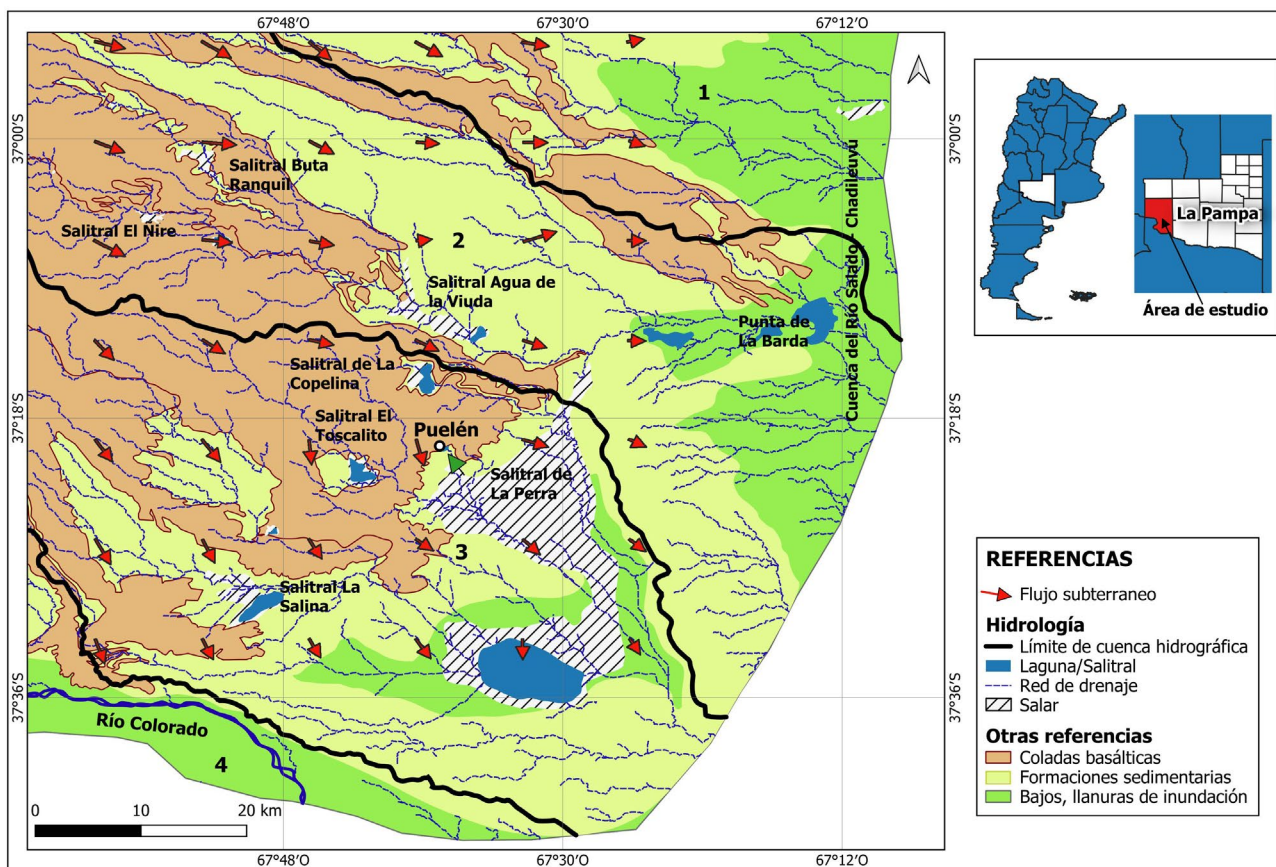


Figura 2. Mapa hidrológico del área de estudio. Se indican la distribución de la red de drenaje, los límites de las cuencas hidrográficas (1, 2, 3 y 4) y los principales elementos hidrológicos del área de estudio. El esquema de líneas de dirección del flujo subterráneo superpuesto al mapa (flechas rojas) fue tomado y modificado de Arroyo (2018) al igual que los nombres de lagunas y salares. La flecha verde señala la localización del manantial de Puelén.

entre dos flujos lávicos o sobre sus márgenes. Las zonas desprovistas de basalto muestran una leve disminución en la densidad de la red de drenaje y los cursos exhiben un mayor desarrollo longitudinal, con un paralelismo más marcado en la traza de todos los órdenes. La mayor irregularidad en cuanto al trazado, longitud y concentración de cursos de la red de drenaje sobre la planicie basáltica refleja los lineamientos estructurales primarios de las coladas que pudieron haber sido luego afectados y acentuados por la acción exógena. En cambio, la red de drenaje que surca las áreas de terrenos sedimentarios fue creada principalmente por la acción erosiva del agua y su diseño responde casi exclusivamente a la pendiente regional y a la litología.

Elementos estructurales de las coladas y su función en el drenaje hídrico subsuperficial

El control del drenaje y las propiedades hidráulicas en este tipo de medios fracturados varían principalmente en función de los siguientes aspectos: 1) características del sistema de fracturación: frecuencia, intensidad, conectividad, orientación, espaciado y apertura, entre otras, 2) características de las vesículas y otras cavidades y 3) la pendiente topográfica local y regional, entre otros aspectos.

La porosidad es una propiedad que representa la fracción de volumen ocupado por espacios vacíos y en estas rocas existen dos tipos; la porosidad primaria, que es aquella originada simultáneamente con la formación de la roca, y la porosidad secundaria que se origina luego de la formación de la roca, por medio de agentes de meteorización físicos y/o químicos o bien, por procesos deformacionales. En el caso de los flujos lávicos, los dos elementos estructurales que imparten esta propiedad son la vesicularidad y la fracturación. Las vesículas son elementos que constituyen parte de la porosidad primaria de los basaltos. Por otro lado, en las fracturas se ponen de manifiesto ambos tipos de porosidades: primaria y secundaria. Esto se debe a que existen fracturas que se forman en conjunto con la roca (estructuras primarias), mientras que otras obedecen a procesos posteriores a la formación de la roca (estructuras secundarias). Las fracturas son elementos que muestran alta permeabilidad, baja tortuosidad y baja capacidad de almacenamiento, siempre y cuando muestren una buena apertura e interconexión entre ellas.

Por otra parte, la permeabilidad intrínseca (k) de un medio es la propiedad por la cual este permite el pasaje de un fluido a través del mismo, sin alterar su estructura. Es una propiedad exclusiva del medio poroso y no del fluido que lo atraviesa, y se encuentra estrechamente relacionada con factores geométricos como la porosidad total, la distribución

de tamaños de los poros, la forma del sistema poroso y la continuidad y tortuosidad del mismo. Estos factores pueden ser caracterizados a través de mediciones de permeabilidad a medios gaseosos, los cuales son sensibles a cambios estructurales y, por lo tanto, son un buen parámetro para evaluar la calidad física de un medio.

Fracturación de los basaltos pampeanos. Los flujos lávicos pampeanos se encuentran afectados por un importante conjunto de familias de fracturas interconectadas, de moderada a alta frecuencia y con persistencia y profundidad variables. La frecuencia es uno de los parámetros utilizado para cuantificar un sistema de fracturas y se define como la cantidad de fracturas de una misma familia que cortan una línea recta de longitud y rumbo predeterminado (Vali y Arpa 2013). Por otro lado, la persistencia hace referencia a la continuidad de las fracturas a lo largo del afloramiento. Dentro del conjunto de fracturas que afectan a los basaltos se pueden mencionar: 1) Fracturas subverticales primarias asociadas a disyunción columnar; 2) Fracturas subverticales primarias asociadas a procesos de inflación de la colada; 3) Fracturas subhorizontales primarias vinculadas a enfriamiento y desacople de zonas internas del flujo; 4) Fracturas subhorizontales penetrativas secundarias, vinculadas a procesos exógenos; 5) Fracturas y grietas secundarias ocasionales.

El diaclasamiento columnar que afecta a las coladas es producto de la contracción del cuerpo lávico durante su enfriamiento (Figs. 3a, 3b y 3g). Este proceso genera tensiones internas en dirección perpendicular a los frentes de enfriamiento que avanzan hacia el interior del flujo y dan como resultado la apertura de entre 2 y 3 familias de fracturas verticales a subverticales, moderadamente sistemáticas, que intersecan el techo de la colada dando como resultado un patrón de mosaicos poligonales en planta. Son las más importantes en cuanto a frecuencia e intensidad y sus secciones transversales comprenden polígonos de 4, 5 a 6 lados cuyas dimensiones en planta varían entre 0.3 y 0.5 m y en algunas ocasiones alcanzan hasta 1 m. Las aperturas más frecuentes de estas fracturas varían en un rango de entre 0.3 a 6 cm, con relleno de sedimentos arenosos inconsolidados y gravas basálticas.

En relación a las fracturas subhorizontales, estas se presentan de dos maneras: en primer lugar, aparecen como un conjunto de fracturas penetrativas, de alta frecuencia ($8 \text{ a } 9 \text{ m}^{-1}$ lineal) con espaciado de orden centimétrico y aperturas que van desde abiertas ($0,5 < b < 2,5 \text{ mm}$) a muy anchas ($1 < b < 3 \text{ cm}$) (Bieniawski 1989) sin relleno, o bien rellenas con material sedimentario o carbonatos secundarios (Fig. 3c y 3g). Estas se restringen a los primeros 50 cm del techo de las

coladas y se interpretan como resultado de un proceso similar a la exfoliación catafilar provocada por la alta amplitud térmica diurna-nocturna de esta región de clima semidesértico, sumada a la actividad biológica principalmente de las plantas (raíces).

Otro grupo de fracturas subhorizontales afecta más internamente al cuerpo de la colada y se presenta como un conjunto de fracturas principales, más espaciadas (0.2 a 1 m) con aperturas que van de moderadamente anchas a muy

anchas (0.2 cm a 3-5 cm) y con menor frecuencia (1 a 2 m⁻¹ lineal) (Fig. 3c y 3g). Se interpretó que las mismas se forman durante el proceso de emplazamiento y enfriamiento. En este caso las fracturas pueden aprovechar zonas de debilidad vinculadas al desacople por diferencias reológicas entre los sectores externos en proceso de solidificación y los sectores internos fluidos y en movimiento (líneas rojas en Fig. 3d) o bien a planos que separan unidades de flujo de una misma colada (líneas amarillas en Fig. 3d).

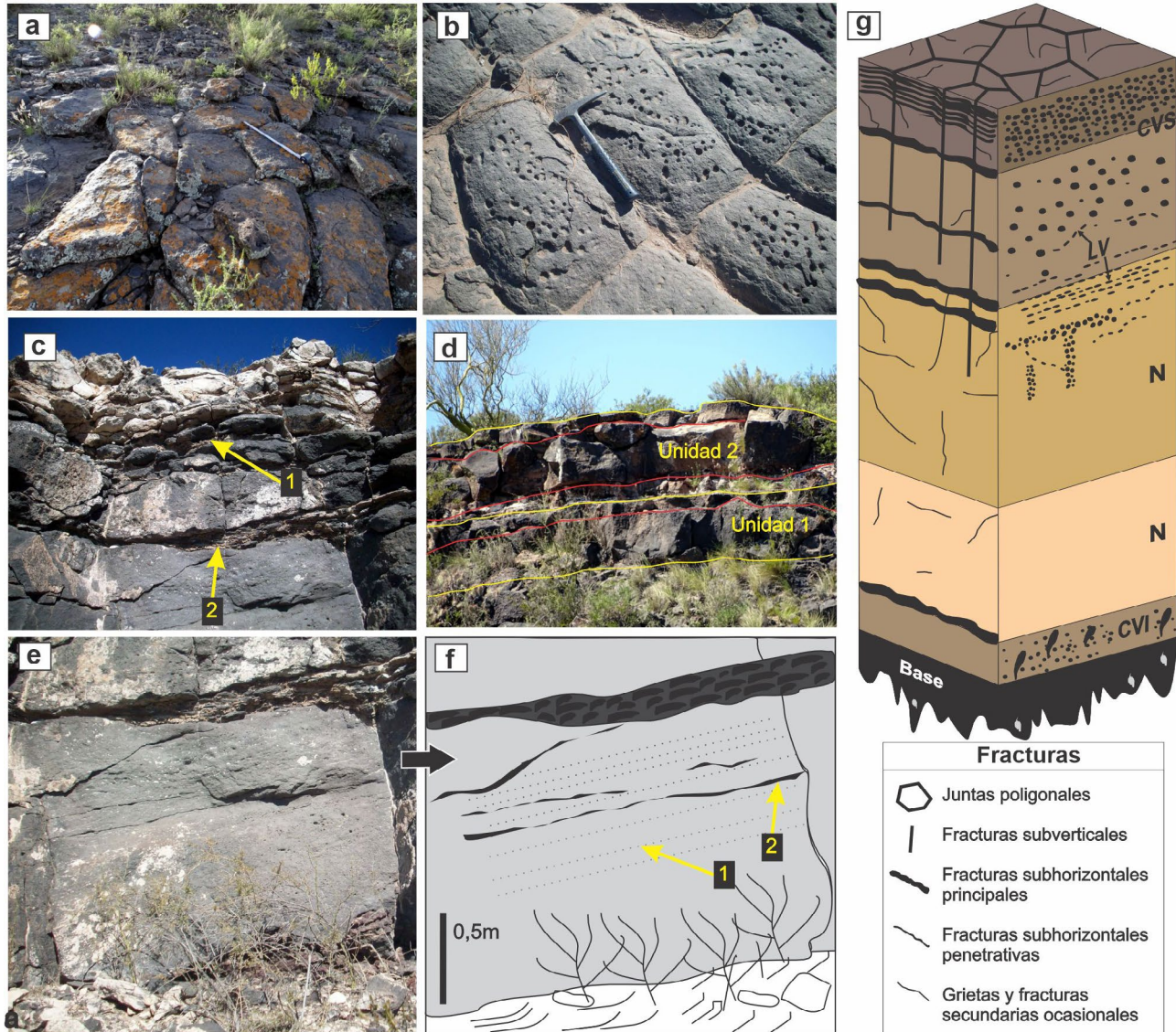


Figura 3. Características generales de los basaltos. a) Juntas poligonales. b) Secciones transversales vesiculares de columnas poligonales. c) Perfil de colada. Nótese que la corteza vesicular superior está afectada por una intensa fracturación penetrativa (1) y fracturas subhorizontales (no penetrativas) de menor frecuencia con relleno brechoso (2). d) Dos unidades de flujo superpuestas. La superior (unidad 2) con mayor intensidad de fracturas que la inferior (unidad 1). Las líneas rojas señalan las fracturas subhorizontales que separan zonas vesiculares de masivas dentro de cada unidad de flujo; las líneas amarillas son los límites de las unidades. e) y f) Láminas de vesículas (1) y fracturación subhorizontal asociada (2). g) Perfil típico y patrón de distribución de zonas vesiculares y masivas. Desde la corteza vesicular superior (CVS) (vesicularidad alta: 35-45 %) hacia el núcleo (N) de la colada se observa una gradación a mayores tamaños y a menor densidad de vesículas. En la zona de transición CVS/N aparecen las primeras láminas de vesículas. La corteza vesicular inferior (CVI) (vesicularidad moderada: 15-25 %) muestra menor desarrollo que la CVS y presencia de pipe vesicles. La base de la colada exhibe una estructura netamente escoriácea. La figura muestra también la distribución general de la fracturación en el perfil de los flujos lávicos.



Figura 4. Estimación de parámetros de una población de fracturas mediante el método de línea de muestreo y ventanas circulares de Mauldon et al. (2001). El círculo (línea circular de muestreo) encierra un área de 1.5 m^2 (ventana). Para el afloramiento de la imagen se determinó una longitud de fracturas (L) de 5.41 m ($\bar{L}=0.21 \text{ m}$), una intensidad de fractura (I) de 6 m^{-1} y una densidad de fractura de 25 m^{-2} .

Por otra parte, es frecuente que las zonas superiores del núcleo de las coladas exhiban un tipo de estructuras denominadas láminas de vesículas. Estas se observan como trenes de vesículas, a veces aplastadas, orientados paralela a subparalelamente al techo de la colada y separados por tabiques delgados de basalto denso. Se trata de estructuras vesiculadas laminares, disecadas por la superficie expuesta de la colada, que constituyen planos de debilidad favorables para la propagación de las fracturas (Figs. 3e, 3f y 3g).

A diferencia de las fracturas subverticales, los dos grupos de fracturas subhorizontales exhiben continuidades medias (entre 3 y 10 m), altas (entre 10 y 20 m) y muy altas (más de 20 m de extensión) (Bieniawski 1989).

En las zonas internas masivas (núcleos) la fracturación, por lo general, es menos intensa que en las zonas externas (cortezas vesiculares) de los flujos lávicos. Con frecuencia se presentan agrietamientos de apertura moderadamente ancha a muy ancha (0.2 a 2 cm) que pueden dar lugar a la partición del núcleo en bloques irregulares, de tamaño variable. En ocasiones, en los sectores donde los flujos muestran menores espesores, las fracturas subverticales que afectan las cortezas superiores atraviesan parcial o totalmente el espesor del núcleo de la colada. Por último, la fracturación ocasional es asistemática y se presenta con fracturas curvoplanares de apertura milimétrica.

Al momento de agrupar, cuantificar y calificar fracturas según criterios basados en sistemática, origen, patrones y frecuencia, el único grupo de fracturas que mostró cierta regularidad en estos aspectos fue aquel vinculado a la

disyunción columnar. Asimismo, este sistema de fracturas reviste el de mayor importancia en términos de captación y recarga vertical del agua superficial. Para caracterizarlo, se estimaron los siguientes parámetros de población: intensidad (I) y densidad (D) de fractura, longitud de fractura (L) y frecuencia de fractura (N) (Nieto-Samaniego et al. (2003), Mauldon et al. (2001)) (Fig. 4).

En relación a la continuidad o persistencia de fracturas, determinada por sus longitudes individuales, se estableció que las mismas caen dentro de un intervalo de muy baja continuidad ($L < 1 \text{ m}$) y en menor medida, de baja continuidad ($1 \text{ m} < L < 3 \text{ m}$), según Bieniawski (1989). Por otro lado, la interconexión entre las fracturas de este sistema es muy alta y se extiende más allá de los límites de los sitios de estudio, dando lugar a entramados con intensidades de fractura que varían dentro de un intervalo comprendido entre 4 y 8 m^{-1} (m/m^2), observándose algunos picos por encima de este rango de valores que no superan los 12 m^{-1} , particularmente en aquellas zonas con patrones más irregulares y asistemáticos. En cuanto a la densidad de fracturas la misma fue estimada dentro de un intervalo de valores de entre 10 y $25 \text{ 1}/\text{m}^2$.

En estas circunstancias, la determinación de orientaciones predominantes, resultó un procedimiento dificultoso, ya que estas fracturas no responden a un campo de esfuerzos regional, sino a tensiones internas en torno a los frentes de enfriamiento que avanzaban hacia el interior del flujo. Como consecuencia, las direcciones predominantes de las diaclasas pueden variar entre las diferentes coladas lávicas y en distintos sectores de un mismo flujo, dependiendo tanto de las condiciones locales de enfriamiento como de algunas características físicas de la colada (e.g. espesor). A pesar de este inconveniente, que resulta de la naturaleza de estas rocas, se pudieron determinar algunas direcciones predominantes en los diferentes sitios de muestreo las cuales corresponden a familias de diaclasas subverticales, y presentan una primacía de rumbos submeridionales y ESE-ONO.

Vesicularidad. Las coladas estudiadas se encuentran conformadas por un basalto ligeramente meteorizado a fresco (Ferrer y González de Vallejo 2007), de textura porfírica, con fenocristales de olivino de hasta 0.4 cm en una pasta afanítica y con una estructura vesicular a masiva. Las mismas exhiben perfiles con un patrón en la distribución de la población de vesículas determinado por un sector vesicular superior que abarca entre el 30 y el 50 % del espesor total del flujo y un sector vesicular basal de menor desarrollo. Estos sectores vesiculares externos encierran un núcleo relativamente masivo, con vesicularidad localizada y concentrada en estructuras de segregación vesiculadas (Bernardi et al 2016,

Bernardi et al 2018) (Fig. 3g). El sector vesicular superior representa la corteza que se forma por enfriamiento durante el emplazamiento de la colada, el cual aloja burbujas de gases que escapan desde las zonas internas de la misma. Una población de estas burbujas alcanza la interfase colada-atmósfera y escapan, mientras que otras permanecen atrapadas en el interior de la colada una vez que esta solidificó. Desde el techo del flujo hacia el núcleo de la colada este sector suele exhibir un cambio gradual en la abundancia y diámetro de las vesículas, pasando desde un volumen alto de vesículas pequeñas (~0.5 a 1 cm) de geometría esférica a una vesicularidad más baja y con un aumento general en el tamaño promedio de las mismas (~1 a 2 cm). Las vesículas en general pueden presentar relleno parcial a total de carbonatos, y en menor medida, sulfatos o sílice. El sector vesicular inferior comprende una corteza delgada de vesicularidad moderada (< 20 %) con vesículas pequeñas y elípticas. En estos sectores, la base de las coladas se caracteriza por la presencia de pipe vesicles (Philpotts y Lewis 1987, Bernardi et al 2015, Bernardi 2016). Las mismas están conformadas por una estructura cilíndrica curvilínea y hueca con longitudes de entre 10 y 15 cm y secciones transversales circulares de hasta 3 cm de diámetro. Suelen presentar rellenos de precipitados carbonáticos y una disposición subperpendicular a la base de la colada, inclinadas según la dirección de avance de la misma. La porción basal del sector vesicular inferior es de composición mayormente vítrea y estructura escoriácea.

El patrón de alternancia de sectores vesiculares y masivos que muestran las coladas representa una estructura de flujos lávicos definida como tipo P, descrita en coladas activas de Hawái (Wilmoth y Walker 1993). Este tipo de flujos son indicativos de un emplazamiento en pendientes de bajo ángulo, asociado siempre a procesos de inflación. Los patrones de zonificación de la vesicularidad en las coladas serían el resultado del crecimiento y ascenso de burbujas de gas y de su interacción con los frentes de enfriamientos superior e inferior que avanzan hacia el interior del flujo. Usualmente las vesículas de la corteza vesicular superior aumentan su diámetro y a su vez disminuyen su densidad hacia el límite con el núcleo de la colada. Este rasgo se interpretó como resultado de las diferencias en la tasa de enfriamiento existente entre los sectores internos y externos del flujo (Bernardi et al. 2019a). Las zonas superficiales de la colada se enfrían rápidamente inhibiendo el desarrollo en el tamaño de las vesículas. Asimismo, en las zonas internas, aisladas por la corteza superficial, el enfriamiento se produce más lentamente, permitiendo el crecimiento de las burbujas, principalmente por coalescencia entre las mismas. Este último aspecto explicaría la reducción en la población de vesículas

hacia la base de la corteza superior vesicular. Otro rasgo observado en relación a la vesicularidad son las láminas de vesículas, las cuales comprenden estructuras delgadas y curvilineales de gran continuidad lateral. Las mismas se forman como consecuencia del atrapamiento de burbujas dentro de la corteza viscoelástica desarrollada entre la corteza vesicular superior y el núcleo durante la etapa de inflación del lóbulo (Bernardi et al. 2016). Esta inferencia se fundamentó en el aplastamiento paralelo a las superficies del flujo que exhiben las vesículas dentro de las láminas a diferencia de las de los sectores inmediatamente adyacentes, las cuales se muestran con geometrías semiesféricas a esféricas o irregulares. Se estima que el grado de aplastamiento que exhiben las vesículas está en mayor parte condicionado por el espesor de la columna de lava suprayacente.

Parámetros hidráulicos de los basaltos: porosidad, permeabilidad y conductividad hidráulica

Los ensayos petrofísicos realizados sobre muestras de basaltos vesiculares de las coladas estudiadas arrojaron valores de permeabilidad (al gas) de entre 4.41×10^{-4} y 7.75×10^{-4} darcys, con una de las muestras que mostró un valor de 9.91×10^{-3} darcys (Cuadro 2).

Por otra parte, siguiendo el criterio de Snow (1968, 1969) se estimaron valores de conductividad hidráulica equivalente vertical a partir de la Ley Cúbica, para los cuales se tuvieron en consideración los valores de frecuencia y apertura más frecuentes de las fracturas columnares. Como se mencionó en apartados anteriores, este grupo de fracturas son las que predominan en las coladas basálticas y las que muestran mayor regularidad en su distribución, frecuencia e intensidad. Por lo general, comprenden conjuntos de dos y tres sets de diaclasas con una frecuencia (N) que varía entre 3 y 4 fracturas por metro lineal, según diferentes direcciones.

En cuanto a la apertura (b), la cual es un factor determinante en este cálculo, se utilizó el intervalo de valores de menor magnitud medidos (0.3 a 1 cm) y un valor promedio de las fracturas más anchas (3 cm), para contrastar resultados y poder apreciar la sensibilidad de la conductividad hidráulica a las variaciones de este parámetro. Sin embargo, se deben tener en cuenta ciertos aspectos de las fracturas muy anchas (1 a 6 cm): 1) la amplitud de la apertura responde a procesos erosivos y no a los que generaron las fracturas, 2) el ancho de las fracturas decrece inmediatamente con la profundidad, lo cual sería consecuencia de que los procesos exógenos actúan con más intensidad en los sectores externos de la roca, donde la misma está más expuesta, alterada y debilitada, 3) las fracturas con mayores aperturas se muestran en su

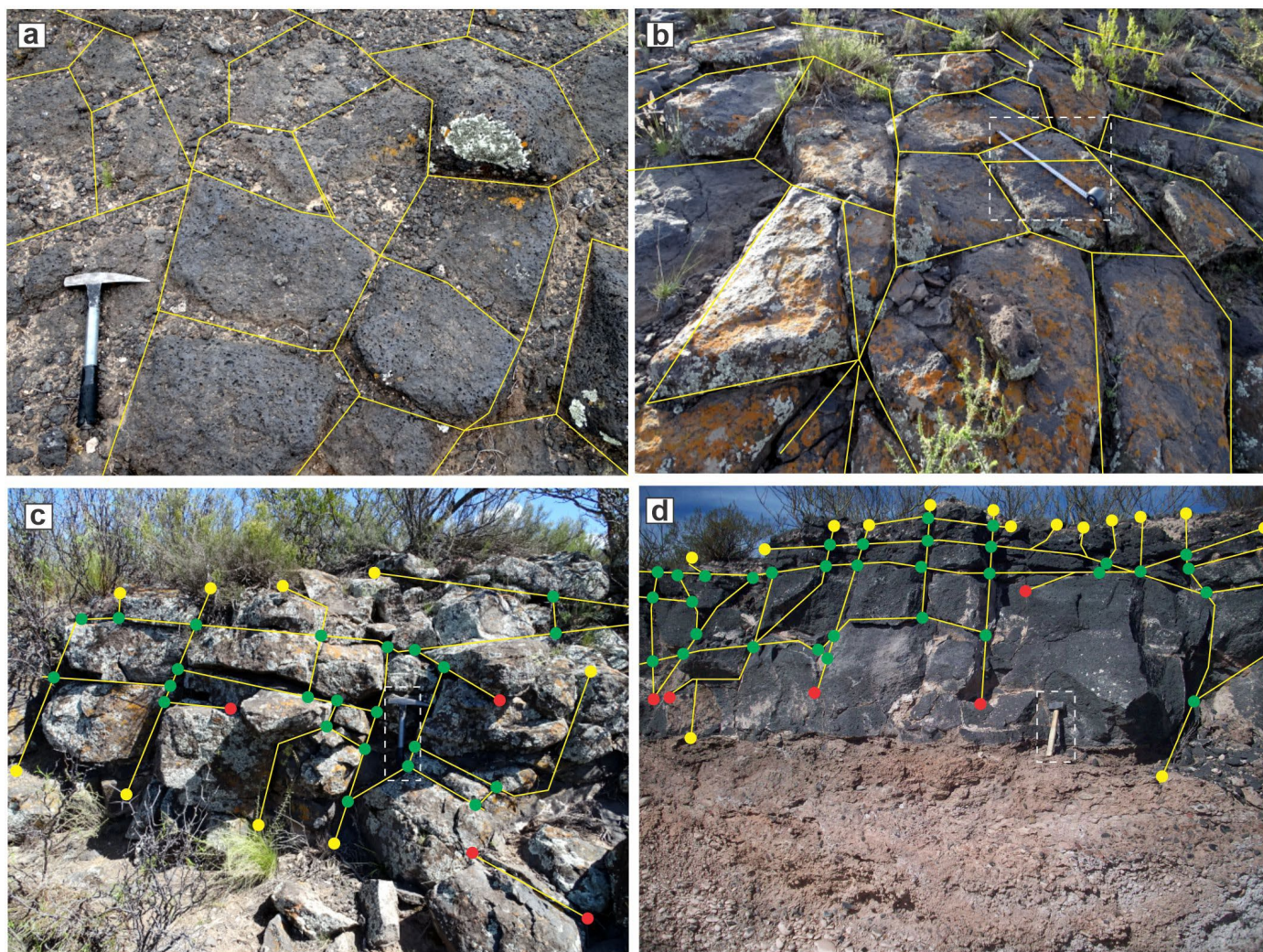


Figura 5. Conectividad de fracturas. a) y b) Mosaico de juntas poligonales subverticales con alta conectividad en el plano horizontal. c) y d) Secciones transversales entre fracturas subverticales y subhorizontales en el plano vertical. Conectividad entre fracturas subverticales y subhorizontales en el plano vertical. Los puntos verdes corresponden a las intersecciones entre fracturas, los puntos rojos son las terminaciones ciegas y los puntos amarillos corresponden a las intersecciones de las fracturas con la superficie topográfica o con el sustrato (Escala: piqueta en a) y c), cinta métrica -50 cm- en b), masa en d)).

mayoría colmatadas por rellenos sedimentarios arenosos o brechosos de baja a moderada consolidación, lo cual resulta en una reducción significativa en la infiltración y velocidad de circulación del agua a través de esas fracturas. En este último caso, la conductividad hidráulica responde no solo a la magnitud de la apertura sino también a la permeabilidad y conductividad de material de relleno (Hoek y Bray 1981). Como no se dispone de datos experimentales de conductividad hidráulica de los materiales de relleno de las fracturas, los valores para este parámetro se calcularon asumiendo fracturas mayormente vacías. Otra cuestión no menos importante en este tipo de cálculos empíricos, es que el efecto de las fracturas individuales en la permeabilidad y conductividad es dependiente del carácter de la morfología de los planos de cada fractura (e.g. rugosidad) y se asume que cada familia de fracturas muestra cierta homogeneidad

con respecto a la orientación, espesor y espaciamiento de sus individuos. Estos aspectos se alejan un poco de la realidad, por lo que posiblemente los valores calculados estén sobreestimados o subestimados en relación a los reales. De esta manera, los cálculos de conductividad hidráulica equivalente (K_{eq}) de los basaltos pampeanos arrojaron valores de 6.48×10^{-2} m/s para conjuntos de fracturas con aperturas promedio de 0.3 cm y frecuencias de 3 m^{-1} ; 3×10^{-1} m/s para sets de fracturas con aperturas promedio de 0.5 cm y frecuencias de hasta 3 m^{-1} ; 0.32×10^1 m/s para conjuntos de fracturas con aperturas promedio de 1 cm y frecuencia de 4 m^{-1} , disparándose a valores de 6.48×10^1 m/s a para fracturas con aperturas promedio de 3 cm y frecuencias de 3 m^{-1} .

Otro aspecto físico relevante en términos hidráulicos, es la conectividad interna del sistema de fracturas y la presencia o ausencia de rellenos de diferente naturaleza, lo

cual es fundamental a la hora de evaluar la permeabilidad de los macizos lávicos. Como se mencionó anteriormente, las superficies de los flujos lávicos se caracterizan por una red de polígonos limitados por fracturas interconectadas entre sí (Figs. 5a y 5b), por lo que, cualitativamente, se podría inferir una buena capacidad de captación del agua superficial. Asimismo, durante el relevamiento de secciones transversales de las coladas en diferentes sitios de estudio, se pudo constatar que las fracturas presentan una muy buena interconexión en el plano vertical, al menos a escala local. En las imágenes de la Figura 5c y 5d, se puede observar el trazado digital de fracturas donde además se indican los puntos de intersección entre fracturas (círculos verdes), los puntos ciegos, es decir aquellos que culminan dentro de la matriz de la roca (círculos rojos) y los puntos donde las fracturas intersecan la superficie topográfica o el sustrato sedimentario (círculos amarillos). En proporción, en estos sitios, los puntos de intersección comprenden entre el 60 y 70 % de los extremos de las fracturas mientras que los puntos ciegos varían en torno al 10 %.

Por otra parte, los ensayos experimentales llevados a cabo sobre muestras de corteza vesicular superior extraídas de distintos sitios de las coladas relevadas dieron como resultado una porosidad primaria de entre 19 y 26 % (Cuadro 2) y aunque este rango de valores puede ser considerado moderado a alto, la conexión entre las vesículas es poco evidente, al menos a escala macroscópica. Cuando los basaltos vesiculares muestreados presentan material carbonático secundario rellenando parcial o totalmente las vesículas, les confiere una textura amigdaloides. La misma puede estar o no presente en las vesículas superficiales de las coladas, y en muchas ocasiones se observa en sectores internos de las muestras, expuestos al romper la roca a golpes de piqueta.

Finalmente, los valores de permeabilidad intrínseca obtenidos experimentalmente de las muestras vesiculares, fueron utilizados para realizar cálculos de conductividad

hidráulica a partir de la Ley de Darcy (Darcy 1856) según la siguiente expresión: $K=(\gamma/\mu) k_i$, donde K es la conductividad hidráulica (m/seg), γ el peso específico del fluido (agua = 1000 kg/m²seg²), μ la viscosidad dinámica del agua (1.002 10⁻³ kg/ m.seg) y k_i es la permeabilidad intrínseca del medio poroso. A partir de esta expresión se obtuvieron valores de entre 4.34 x 10⁻¹⁰ y 9.76 x 10⁻⁹ m/s para K en las seis muestras vesiculares ensayadas (Cuadro 2).

DISCUSIÓN

Los basaltos, como la mayoría de los materiales geológicos, tienen la particularidad de no ser isótropos frente a algunos parámetros hidráulicos como la permeabilidad o la conductividad hidráulica. Los cálculos de conductividad hidráulica sobre muestras no disturbadas mediante el uso de permeámetros en laboratorio pueden arrojar datos precisos sobre este parámetro a escala reducida, donde la porosidad eficaz y la presencia de microgrietas serían los factores determinantes. Sin embargo, las fracturas y diaclasas de la roca, a mayor escala, no estarían contempladas en estos experimentos, siendo estas las estructuras con mayor importancia en la captación y circulación de agua en este tipo de medios, donde la conectividad entre las mismas puede generar una extensa red de flujo interno. En este tipo de medios se considera que el flujo de agua a través de la matriz rocosa es despreciable comparado con el flujo que fluye por las fracturas, sin embargo, la principal dificultad se encuentra en la definición adecuada de la geometría de la red de fracturas. Además, es importante remarcar que, debido a una gran variedad de procesos geológicos, muchas partes del sistema de fracturas observable pueden no estar involucradas en la circulación hidrogeológica. Esto afecta de manera directa a los modelos y estimaciones de conductividad y transmisividad de medios fracturados, ya que normalmente se basan únicamente en la geometría de

Cuadro 2. Datos petrofísicos de los basaltos pampeanos obtenidos en ensayos de laboratorio. La conductividad hidráulica se calculó luego a partir de los valores de permeabilidad, según la expresión de la Ley de Darcy.

Basaltos neógeno-cuaternarios pampeanos					
Muestra	Densidad Efectiva [gr/cm ³]	Densidad Aparente [gr/cm ³]	Porosidad [%]	Permeabilidad al Gas [D]	Conductividad hidráulica (según Ley de Darcy) (m/s)
POI1	2.91	2.28	21.6	7.75 x 10 ⁻⁴	7.63 x 10 ⁻¹⁰
POI2	2.90	2.14	26.0	4.41 x 10 ⁻⁴	4.34 x 10 ⁻¹⁰
POI3	2.89	2.34	19.1	6.86 x 10 ⁻⁴	6.75 x 10 ⁻¹⁰
POI4	2.89	2.15	25.6	4.47 x 10 ⁻⁴	4.40 x 10 ⁻¹⁰
POI5	2.93	2.37	19.2	9.91 x 10 ⁻³	9.76 x 10 ⁻⁹
POI6	2.91	2.33	20.0	6.82 x 10 ⁻⁴	6.71 x 10 ⁻¹⁰

las fracturas observables para predecir el comportamiento del flujo (Elorza et al. 2003). La ecuación de conductividad hidráulica equivalente (K_{ec}) para una familia de fracturas expresa que este parámetro depende linealmente de la frecuencia de fracturas (N), y es muy sensible a la apertura de las fracturas (b) en un factor cúbico (Snow 1968, 1969). Esto implica que una familia de fracturas de apertura ancha, podría controlar casi totalmente la permeabilidad de un macizo rocoso, aun si la frecuencia de fracturas fuera baja. Por otra parte, Davis (1969) indicó que, por lo general, las zonas de bloques porosos (vesiculares) son paralelas a la dirección de

flujo de la colada de lava y que, por lo tanto, la dirección de alta permeabilidad sería paralela a la estructura de la misma (Fig. 6a). Esta última afirmación es lógica desde el punto de vista de la dirección del flujo lávico que sería la de la máxima pendiente topográfica, aunque en el caso en particular de las coladas basálticas pampeanas, la mayor o menor facilidad de circulación estaría condicionada mayormente por el sistema de fracturas y no por la vesicularidad de la colada. De hecho, en muchos casos, la estructura vesicular de los basaltos es considerada como uno de los aspectos fundamentales por el que se les atribuye una alta permeabilidad con respecto

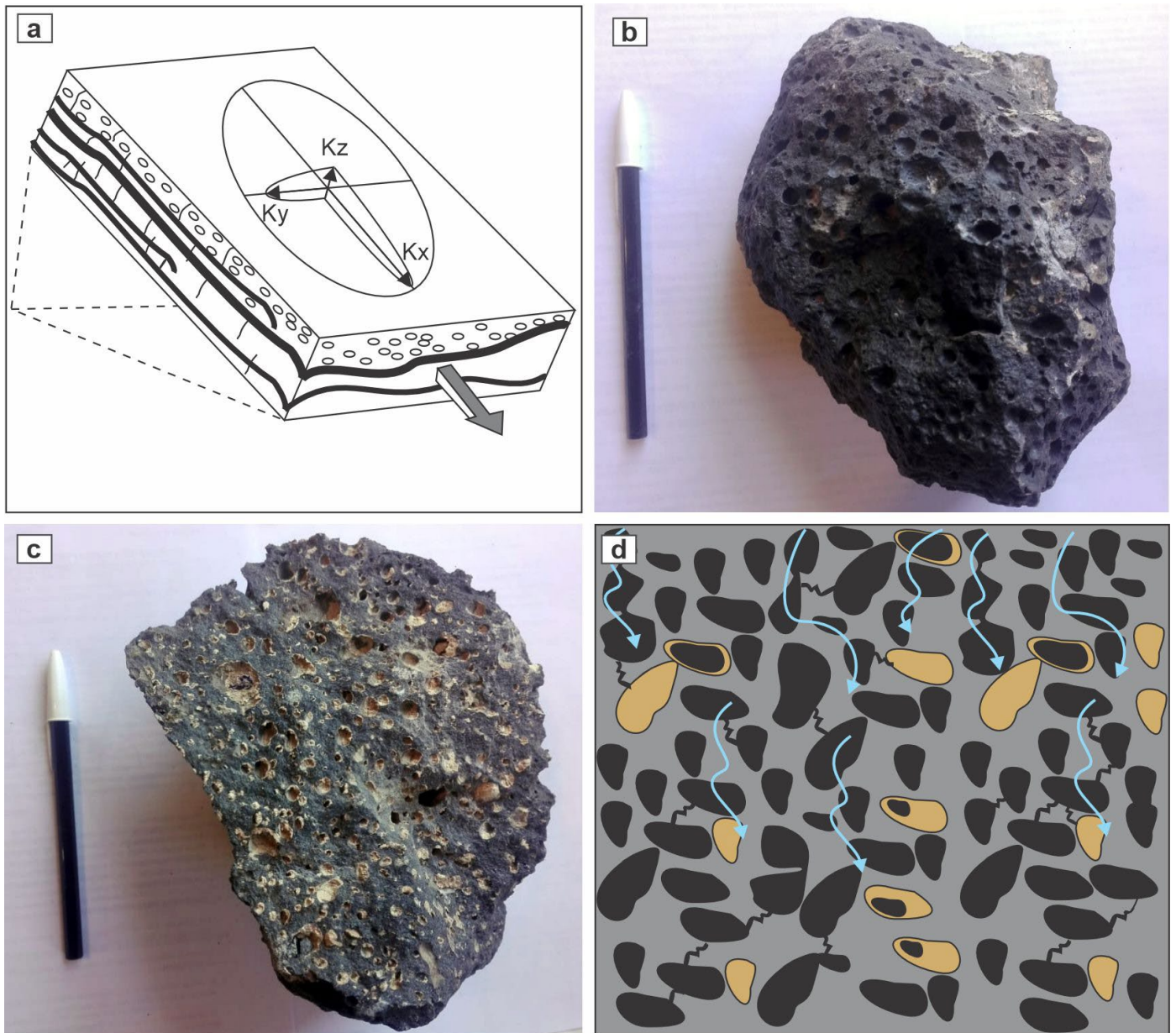


Figura 6. Vesicularidad y permeabilidad. a) Orientación y magnitud relativa de la permeabilidad aparente de rocas basálticas jóvenes, según Davis (1969) y modificado de Freeze y Cherry (1979), b) Sección superficial de una muestra de corteza vesicular, expuesta a las condiciones exógenas donde las vesículas están vacías, c) Sección interna de la muestra donde las vesículas se encuentran parcial o totalmente ocluidas por material carbonático precipitado (textura amigdaloida), d) Porosidad primaria de baja interconexión otorgada por la vesicularidad.

a otras rocas cristalinas (Gebhard et al. 2010, Auge et al. 2013, Auge 2024) pero la mayor o menor importancia de esta propiedad, radica no solo en el tamaño y volumen de vesículas, sino en sus conexiones. En consonancia con

este último concepto, un rasgo que muestran los basaltos relevados es la presencia de precipitados carbonáticos como rellenos de vesículas o parches en la pasta de la roca. Por lo general, el material carbonático se encuentra ausente en las

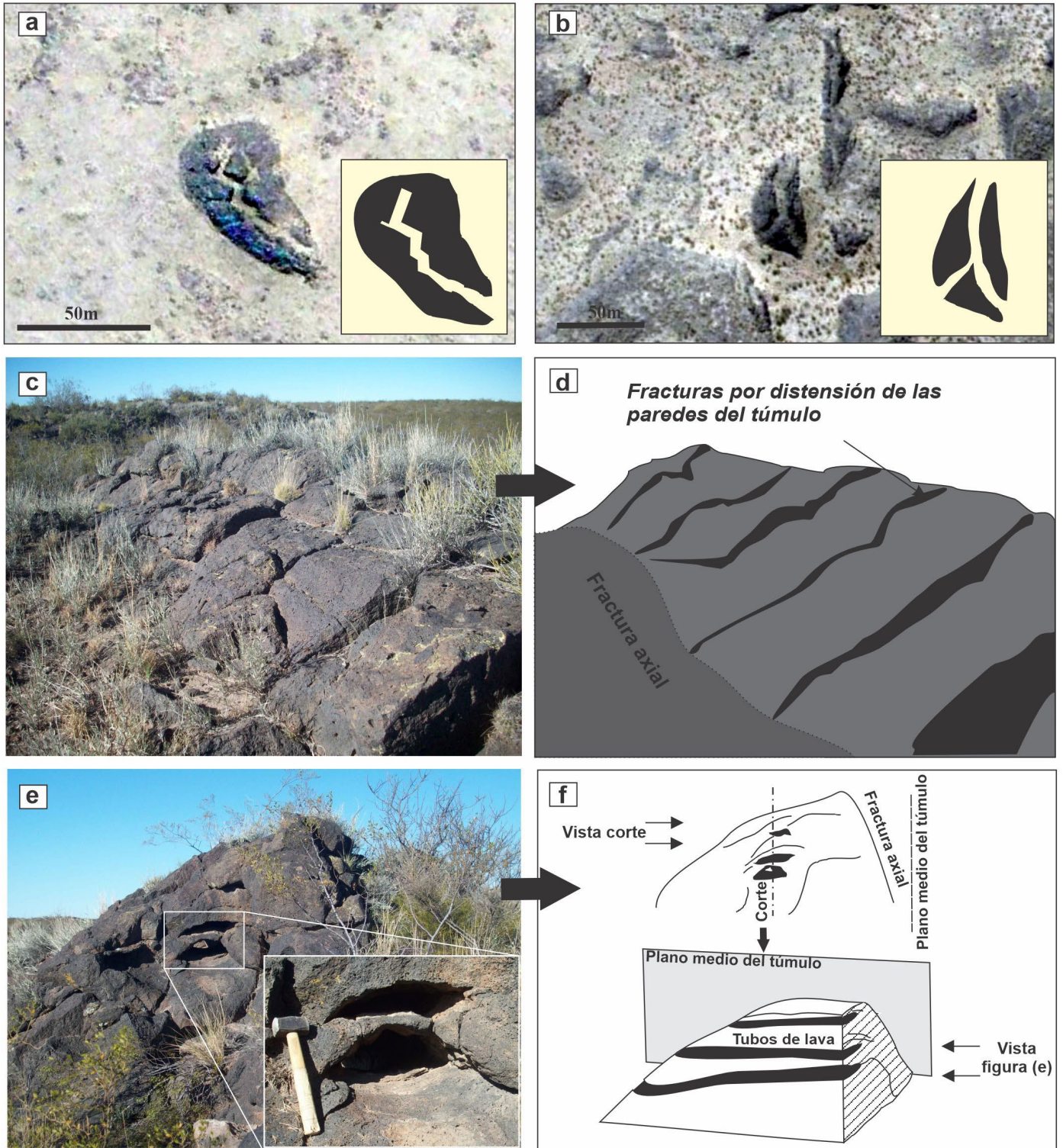


Figura 7. Fracturación y estructuras vinculadas al proceso de inflación. a) y b) Imágenes Google Earth de túmulo con fractura axial en Y rellenas con sedimentos arenosos. c) Fracturas subverticales que disecan la pared de un túmulo, formadas como consecuencia de la distensión durante la inflación de la estructura. d) Esquema de la figura c. e) Tubos de lava secundarios que atraviesan el cuerpo de un túmulo. f) Esquemas de cortes transversal y longitudinal del túmulo y los tubos de lava de la figura e.

vesículas superficiales, como consecuencia de la exposición de la roca a los procesos exógenos (Fig. 6b). Sin embargo, es común que se presente rellenando las vesículas internas de la roca, lo cual evidencia la circulación interna de agua que satura las vesículas y deposita el carbonato (Fig. 6c). Se estima que la circulación, se lleva a cabo principalmente a través de microfisuras internas que conectan las vesículas, y, en mucho menor medida, a través de pasajes entre las vesículas, análogos a gargantas porales (Fig. 6d). Esta característica de la roca es una prueba de su permeabilidad intrínseca, aunque la circulación de agua a través de este medio es tortuosa (Heap et al. 2018).

La anisotropía de la permeabilidad y la conductividad hidráulica en las coladas basálticas queda determinada por un núcleo central muy poco permeable rodeado de zonas de mayor permeabilidad representadas por capas vesiculares con una moderada a alta intensidad de fracturación. Esa permeabilidad comienza a reducirse por diferentes causas como, por ejemplo, el aumento de la profundidad, ya que las fracturas tienden a cerrarse, o bien, el ingreso de fluidos con material mineral disuelto que precipita y obstruye parcial o totalmente las vías de circulación (vesículas y fracturas). Otros rasgos que les confiere alta permeabilidad a estos basaltos relativamente jóvenes (cuaternarios) son las estructuras de inflación (Figs. 7a y 7b) y los tubos de lava, cuya presencia fue constatada e inferida en varios sitios de estudio. Las estructuras de inflación dan lugar a zonas locales de alta intensidad de fractura, debido a la concentración de esfuerzos

tensionales durante la formación de las mismas (Figs. 7c y 7d). Por su parte, los tubos o túneles lávicos comprenden conductos limpios con secciones transversales variables que pueden ir desde unos pocos centímetros a varios metros cuadrados y pueden tener extensiones longitudinales de decenas a centenares de metros (Figs. 7e y 7f).

En cuanto a la captación de los excedentes hídricos superficiales, su ingreso y circulación estarían condicionados por varios factores, entre ellos: 1) intensidad de fractura, 2) cobertura clástica, 3) la abundancia de vegetación, 4) el sellado parcial o total de las fracturas y las características de los rellenos, es decir, si son clásticos (granulometría, grado de consolidación y/o cementación) o bien si se trata de cementos minerales (carbonatos, sulfatos, sílice) que impermeabilizan la fractura y 5) conectividad del sistema de fracturas (Fig. 8). Malán et al. (1998) señalaron que los depósitos actuales que cubren los basaltos pampeanos, conformados en su mayor parte por arenas de origen eólico y regolito basáltico, actúan como un excelente elemento de captación de los excedentes hídricos. De aquí se deduce que las zonas más favorables para la introducción del agua dentro del macizo basáltico son aquellas en las que la intensidad de fractura es más alta y donde la cobertura clástica es importante, lo cual contribuiría a la retención de un mayor volumen del recurso evitando su rápido escurrimiento superficial, particularmente en sectores de pendientes más pronunciadas.

Una vez que el agua ingresa en las fracturas puede encontrarse con vías de baja tortuosidad, determinadas por

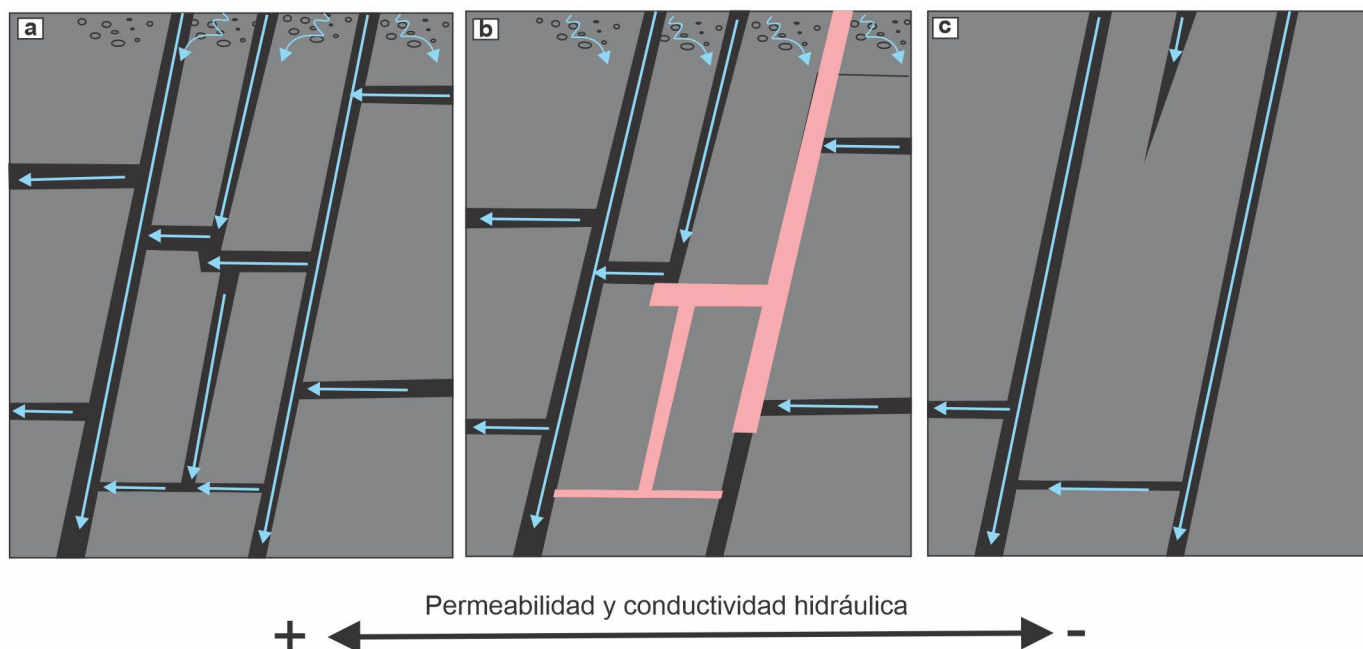


Figura 8. Ingreso y circulación de agua según diferentes patrones de estructura del basalto. a) Fracturación con buena conectividad. b) Fracturación sellada parcialmente por cementos minerales secundarios (indicados en color rosa). c) Fracturación débil con baja conectividad.

obtenidos con la Ley Cúbica para medios fracturados. Asimismo, la conductividad hidráulica equivalente de los basaltos pampeanos muestra valores de hasta tres órdenes de magnitud mayor respecto a los de los rangos consignados en los cuadros de Davis (1969) e Isherwood (1980) para este tipo de litologías, mientras que la conductividad hidráulica ensayada para las muestras vesiculares (POIn), arroja valores muy bajos con respecto a aquellos presentados en los cuadros de referencia. La diferencia sustancial entre ambas magnitudes calculadas refleja la importancia de la fracturación por sobre la vesicularidad en relación a las características hidráulicas de los basaltos pampeanos. Otros autores obtuvieron conductividades hidráulicas para rocas basálticas neógeno-cuaternarias fracturadas y vesiculares en diferentes regiones del planeta, reportando un amplio rango de valores comprendidos mayormente entre 10^{-2} y 10^{-9} m/s (Brown et al. 1976, Sanders 1998, Singhal y Gupta 2010, Moghaddam y Fijani 2009, Möller et al. 2016, Martínez et al. 2021) dentro del cual se incluye a la mayoría de los datos obtenidos en la zona de estudio, según los dos criterios utilizados.

Luego de la infiltración en la roca, el agua puede continuar su recorrido a través de fracturas subhorizontales que muestran alta persistencia a lo largo de los afloramientos. La misma va profundizando hasta alcanzar sectores internos de la colada, donde puede acumularse por un periodo de tiempo determinado. Si las fracturas se comunican con los márgenes de la colada, el agua fluye hacia el exterior dando lugar a manantiales, los cuales se manifiestan frecuentemente en el área de estudio, formando lagunas someras en los bordes y contactos entre las coladas o bien en el interior

de ventanas lávicas (Figs. 9a, b y 10a). Por lo general, el basalto más denso y no fracturado tiene una conductividad hidráulica muy baja y conforma el núcleo de las coladas. Las zonas de basaltos vesiculares y fracturados corresponden a las cortezas externas, donde la conductividad hidráulica es mucho más alta (Fig. 9a). En ocasiones se ha observado localmente que las coladas presentan núcleos altamente fracturados, donde las fracturas intersecan la base de las mismas y estos sectores funcionarían como medio de transporte del agua hacia el acuífero instalado en el sustrato sedimentario. Entre las geoformas que favorecen localmente la captación y recarga vertical subterránea se encuentran las ventanas de lava, que funcionan como lugares preferenciales para la acumulación del agua superficial y los sectores con alta concentración de estructuras de inflación. (Figs. 9b y 9c).

Según sea la naturaleza litológica del sustrato, este puede actuar como acuífero, o bien, como acuitardo. Si las sucesiones sedimentarias son permeables e infrayacen un basalto de estructura masiva y poco fracturado (Fig. 10b), el acuífero estará confinado o semiconfinado bajo un basalto de muy baja permeabilidad que puede inhibir la recarga vertical del mismo en esos sectores (Fig. 9a). En caso de que las rocas sedimentarias infrayacentes sean litologías de baja permeabilidad, es posible que el agua se mueva principalmente a través de la interfase basalto-sustrato, donde la estructura escoriácea-vesicular y cavernosa de la base de la colada, ofrece un medio más favorable para la circulación de la misma (Fig. 9d).

La estructura general de las coladas basálticas consiste principalmente en flujos simples o compuestos (apilamiento

Cuadro 4. Valores de conductividad hidráulica para diferentes materiales geológicos (Isherwood 1980). Se indica el rango de valores hallados en los basaltos pampeanos y con línea de trazos roja los valores para rocas similares. Modificado de Scesi y Gattinoni (2009).

Conductividad (m/s)	10 ⁻¹ 10 ⁻²		10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹ 10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹
Grado de conductividad	Muy alta		Alta	Moderada				Baja	Muy baja	
Sedimento	Grava	Arenas	Arenas finas, till glacial, arcillas laminadas					Arcillas sin laminar		
Roca	Cavidades por disolución		Fracturadas		Lutitas		Areniscas			
	Caveroso/fracturado		Calizas/dolomías			Sin fracturar				
	Caveroso/fracturado		Basalto			Denso				
	Caveroso/fracturado		Fracturada/alterada			Rocas volcánicas		Rocas metamórficas		
Conductividad hidráulica basaltos pampeanos (según Ley Cúbica)				Alterada		Rocas graníticas		Evaporitas estratificadas		
Conductividad hidráulica basaltos pampeanos (según Ley de Darcy)				Alteradas		Rocas graníticas				

de unidades) con superficies y bases vesiculares muy fracturadas y sectores centrales densos delgados o potentes, con intensidad de fracturación de moderada a nula. Estas características hacen que sus propiedades hidrogeológicas sean variables, y como consecuencia una misma colada puede presentarse en un sector como una roca sello, en la que no se transmite ni se acumula agua y en otro sector como una roca de alta conductividad hidráulica que conforma un acuífero libre.

Finalmente, un aspecto destacable que vincula el drenaje superficial con la circulación interna del agua en la meseta basáltica, surge de la superposición de un esquema de direcciones de flujo subterráneo obtenido por Arroyo (2018), mediante la confección de un mapa piezométrico diseñado sobre la zona de estudio a partir de 62 puntos de control correspondientes a pozos y perforaciones de puestos rurales. Esta autora sugirió que la dirección del flujo del agua subterránea se encuentra controlada por los paleorelieves anteriores a los derrames lávicos, los cuales conforman el sustrato de los mismos. En relación a esta última afirmación,

y como se observa en la figura 2, es evidente también que el agua que circula a través del sistema de fracturas lo hace según direcciones muy similares a las que muestran los patrones de escurrimiento superficial, lo cual estaría reflejando el control estructural de las coladas sobre el flujo hídrico en los niveles más profundos de las mismas.

CONCLUSIONES

Se realizó un mapeo y relevamiento petrofísico y estructural del sector medio-distal de tres coladas lávicas en el sector oeste del departamento Puelén (suroeste de La Pampa), con el objetivo de evaluar el control de la cobertura basáltica sobre el sistema hídrico regional.

El área se organiza en cuatro cuencas hidrográficas de orientación NO-SE, coincidente con la dirección de los flujos de lava y delimitadas por altos topográficos.

La red de drenaje presenta un patrón predominantemente dendrítico, con direcciones ONO-ESE en el norte y S-SE en

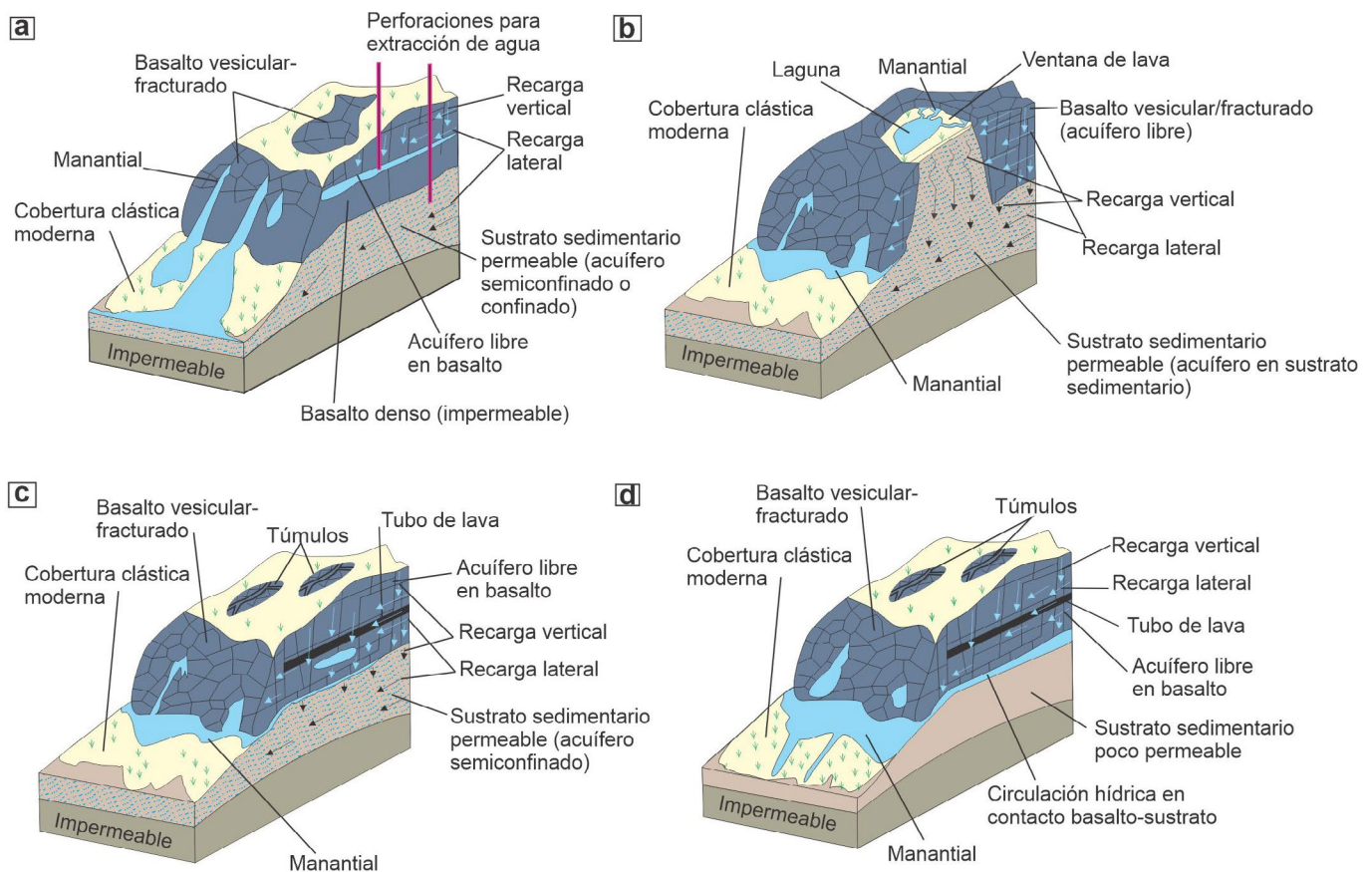


Figura 9. Diferentes modelos de circulación propuestos a) El acuífero se encuentra restringido a un sustrato sedimentario permeable que subyace una unidad basáltica con un núcleo impermeable. La topografía del sustrato prebasáltico controla la geometría del acuífero. b) y c) El sustrato sedimentario y el basalto son altamente permeables. Las fracturas del flujo basáltico intersecan la interfase colada-sustrato y la circulación afecta ambas litologías. Las ventanas lávicas (b) y las estructuras de inflación (c) favorecen localmente la captación de agua y recarga vertical del acuífero. d) El sustrato sedimentario posee reducida permeabilidad y el acuífero se instala dentro de la unidad basáltica o en su base.

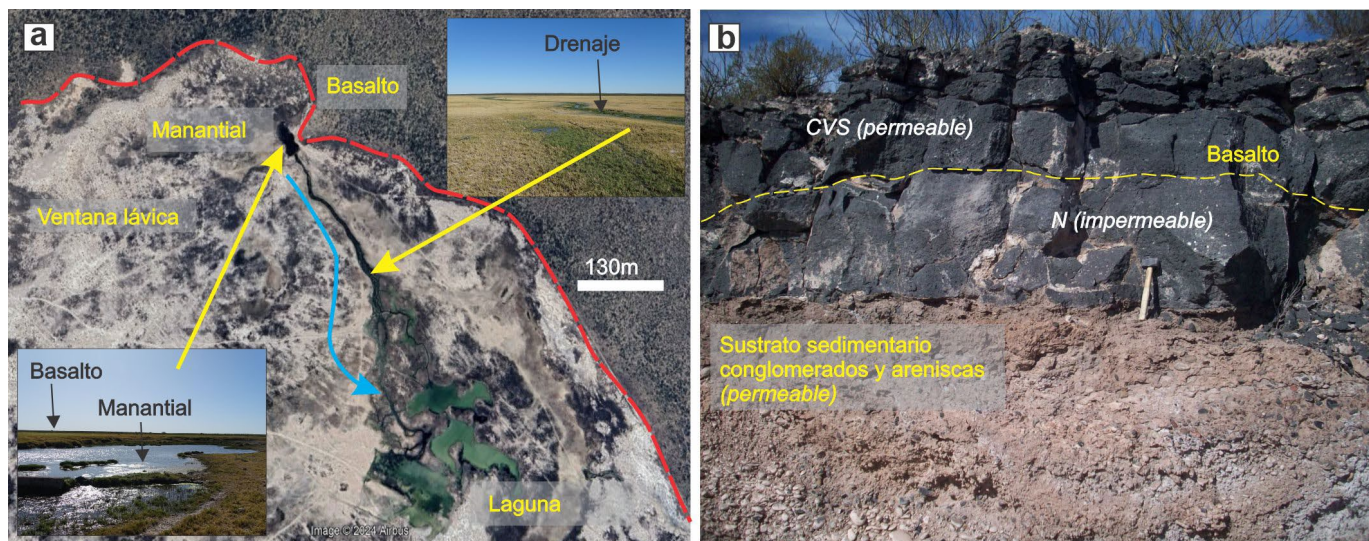


Figura 10. a) Imagen satelital obtenida de Google Earth que muestra una ventana lávica donde se encuentra instalado un pequeño sistema hídrico formado por un manantial (foto de campo inferior izquierda) que aflora en el borde del basalto. Nótese que el agua luego es drenada (foto de campo superior derecha) hacia una laguna situada a unos 500 metros hacia el sur. b) Colada con núcleo poco permeable sobre un sustrato muy permeable formado por conglomerados y areniscas.

el sur. Sobre la planicie basáltica se desarrollan entre 3 y 4 órdenes de cauces, donde los de mayor jerarquía muestran cierto paralelismo y tienden a ubicarse en contactos entre flujos o en sus márgenes. La geometría irregular de la red refleja un fuerte control estructural de las coladas que responde a un patrón de fracturación poligonal predominante.

Durante las precipitaciones, el sistema de drenaje se activa y una fracción del agua se infiltra a través de fracturas, alimentando flujos subterráneos, mientras que el escurrimiento superficial se dirige hacia cubetas endorreicas, cuencas lacustres o sistemas fluviales mayores. Una gran parte del flujo que circula internamente por las coladas sigue direcciones similares a las del drenaje superficial, evidenciando que el control estructural continúa operando en los niveles más profundos de las coladas.

Los basaltos presentan un sistema complejo de fracturas interconectadas, incluyendo fracturas subverticales (principalmente por disyunción columnar), fracturas asociadas a inflación y fracturas subhorizontales de alta persistencia, estas últimas responsables del flujo horizontal. Las estructuras de inflación y los tubos de lava incrementan localmente la permeabilidad

La porosidad está dada por la vesicularidad (primaria) y fracturas (primaria y secundaria). Las muestras de corteza vesicular muestran porosidades de 19–26 %, pero bajas permeabilidades (4.41×10^{-4} a 7.75×10^{-4} D). En contraste, la conductividad hidráulica equivalente calculada mediante la ley cúbica para sistemas de fracturas alcanza valores hasta tres órdenes de magnitud mayores que los reportados para basaltos similares, mientras que los valores obtenidos

por ley de Darcy para la matriz vesicular son muy bajos. Esto indica que la captación y circulación hídrica están controladas principalmente por las fracturas y no por la vesicularidad.

La baja pendiente regional y la cobertura clástica favorecen la retención del agua, limitando el escurrimiento superficial. El basalto puede actuar como sello sobre acuíferos del sustrato sedimentario. En zonas densas y poco fracturadas, la permeabilidad es baja, mientras que sectores con fracturación altamente conectada funcionan como acuíferos libres con flujo horizontal regional. Cuando estas fracturas interceptan los bordes de las coladas generan manantiales, los cuales pueden aflorar también desde la interfase basalto-sustrato en las zonas terminales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue llevado a cabo en el marco de un proyecto POIRE otorgado por la Universidad Nacional de La Pampa. Se agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam por facilitar el vehículo para las campañas. Se agradece al Dr. Gustavo Bertotto por la lectura y sugerencias realizadas para mejorar la calidad del texto. Al Dr. Alexis Ponce por la preparación previa de las muestras POIn para ensayos petrofísicos. Se agradece a los árbitros y editores de la RAGA por la lectura, correcciones y valiosas sugerencias aportadas como revisores del manuscrito.

¡Universidad Pública y Gratuita, Siempre!

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Administración Provincial del Agua (APA). 15 de diciembre de 2025. <https://apa.lapampa.gov.ar/datos-de-lluvia.html>
- Appelo, C. A. J. y Postma, D., 2004. *Geochemistry, groundwater and pollution*. 2da edición. CRC press, 683p., Rotterdam.
- Arroyo C. 2018. Modelo conceptual del acuífero de la meseta basáltica en el sudoeste del departamento Puelén, La Pampa. Trabajo Final de Maestría en Recursos Hídricos. Facultad de Cs. Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa (inédita), 130 p., Santa Rosa.
- Aubele, J.C., Crumpler, L.S. y Elston, W.E. 1988. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 35: 349-374.
- Auge, M. 2024. Hidrogeología ambiental. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Serie Contribuciones Técnicas, 123 p., Buenos Aires.
- Auge, M., Gebhard, J.A. y Zucchino, B. 2013. Estudio hidrogeológico de la región sur de la provincia de Río Negro, con énfasis en acuíferos de medios fisurados. Informe Final, Etapa II Universidad Nacional de La Plata (inédito), 16 p., La Plata.
- Bernardi, M.I. 2016. Petrología y volcanología de los flujos basálticos neógeno-cuaternarios del retroarco extraandino entre los 36° y 37° 30' LS, provincias de Mendoza y La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 353 p., Córdoba.
- Bernardi, M.I. y Bertotto, G.W. 2014. Morfología y petrografía de estructuras de segregación vesiculadas alojadas en dos coladas basálticas de la región centro-oriental de Payunia. Provincias de Mendoza y La Pampa, Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Actas 7, Córdoba.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W. y Ponce, A.D. 2013a. Mecanismo de emplazamiento de coladas basálticas al sureste de la Payunia: inferencias a partir de sus características estructurales y morfológicas. XI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCA, Actas 2, Santa Rosa.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W., Jalowitzki, T.L.R., Orihashi, Y y Ponce, A.D. 2013b. Caracterización física y petrológica de tres coladas basálticas neógeno-cuaternarias ubicadas en la región sureste de Payunia, retroarco extraandino de las provincias de Mendoza y La Pampa, Argentina. 2° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, FCFMyN, UNSL, Actas: 12-13, San Luis.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W., Jalowitzki, T.L.R., Orihashi, Y. y Ponce, A. 2015. Emplacement history and inflation evidences of a long basaltic lava flow located in Southern Payenia Volcanic Province, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 293: 46-56.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W. y Ponce, A.D. 2016. Estructuras de segregación vesiculadas alojadas en coladas basálticas pahoehoe de Payenia, provincias de Mendoza y La Pampa, Argentina. Aspectos morfológicos y petrográficos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73(1): 50-63.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W. y Ponce, A.D. 2018. Procesos de diferenciación in situ en coladas basálticas plio-pleistocenas del sur de Payenia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (1): 754-771.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W., Ponce, A.D. y Rubiano Lorenzoni, G.M. 2019a. Primera descripción morfológica e interpretación genética de la cueva volcánica El Julepe. Sector suroriental de Payenia, La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76(1): 1-7.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W., Ponce, A.D., Orihashi, Y. y Sumino, H. 2019b. Volcanology and inflation structures of an extensive basaltic lava flow in the Payenia Volcanic Province, extra-Andean back arc of Argentina. *Andean Geology* 46(2): 279-299.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W., Orihashi, Y., Sumino, H. y Ponce, A.D. 2019c. Volcanología y geocronología de extensos flujos basálticos neógenos cuaternarios del sureste de Payenia, centro-oeste de Argentina. *Andean Geology* 46(3): 490-525.
- Bertotto, G.W. 1996. Morfología del túnel lávico cenozoico "Cueva de Halada". Departamento Puelén, provincia de La Pampa. VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCA, Actas:13-15, Santa Rosa.
- Bieniawski, Z.T. 1989. *Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum engineering*. John Wiley & Sons, 272 p., New York.
- Bisceglia, H.A. 1977. Estudio hidrogeológico de la región de la Meseta Basáltica Pampeana, con especial referencia a los manantiales. Administración Provincial del Agua, La Pampa (inédito), Santa Rosa.
- Blower, J.D. 2001. A three-dimensional network model of permeability in vesicular material. *Computers and Geosciences* 27(1): 115-119.
- Brodie, R.S., Green, R., Graham, M. 2002. Mapping groundwater-dependent ecosystems: a case study in the fractured basalt aquifers of the Alstonville plateau, New South Wales, Australia. En: *Proceedings of the International Groundwater Conference*, 586 p.
- Brown, M., Isaacson, R.E., Ledgerwood, R.K., Taylor, T.W., Deju, R.A., Klingsberg, C. y Myers, C. W. 1976. Preliminary feasibility study on storage of radioactive wastes in Columbia River basalts. (Vol 1), Atlantic Richfield Hanford Co., Richland, WA, United States. <https://doi.org/10.2172/7132413>.
- Calmels, A. 1996. Bosquejo Geomorfológico de La Provincia de La Pampa. Universidad Nacional de La Pampa, 110 p., Santa Rosa, La Pampa.
- Cano, E., Casagrande, H., Conti, B., Fernandez, R., Hevia, J., Lea Plaza, D., Maldonado Pinedo, H., Martinez, M., Montes y Peña Zubiato, C. 1980. *Inventario Integrado de los Recursos Naturales de la Provincia de La Pampa - Clima, Geomorfológica, Suelo y Vegetación*. INTA-Gobierno de La Pampa - Universidad Nacional de La Pampa, 493 p., Santa Rosa, La Pampa.
- Casadío, S. 1994. Estratigrafía y paleontología del intervalo Maastrichtiano-Daniano en el occidente de la provincia de La Pampa. Tesis de

- Doctorado, Universidad Nacional de Córdoba (inérita), 420 p., Córdoba.
- Colombier, M., Wadsworth, F. B., Gurioli, L., Scheu, B., Kueppers, U., Di Muro, A. y Dingwell, D. B. 2017. The evolution of pore connectivity in volcanic rocks. *Earth and planetary science letters* 462: 99-109.
- Compton, R. 1962. *Manual of field geology*. Soil Science, 93(4): 295p, New York.
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V. y Böhner, J. 2015. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v.2.1.4, *Geoscience Model Development*, 8(7): 1991-2007. doi:10.5194/gmd-8-1991-2015.
- Cortelezzi, C.R. y Dirac, M. 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. 4° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 95-100, Mendoza.
- Costa, A. 2006. Permeability-porosity relationship: A reexamination of the Kozeny-Carman equation based on a fractal pore-space geometry assumption. *Geophysical research letters*, 33(2). doi:10.1029/2005GL025134.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. 1983. *Hidrogeología subterránea*. 2 vols. Segunda Edición, Omega, S. A: 2350 p., Barcelona.
- Darcy, H.P.G. 1856. *Les Fontaines publiques de la ville de Dijon*. Victor Dalmont, 647 p., París.
- Davis, S.N. 1969. Porosity and permeability of natural materials. En: *Flow Through Porous Media*, De Wiest, J.M. (Ed), Academic Press: 53-89, New York.
- Degruyter, W., Burgisser, A., Bachmann, O. y Malaspinas, O. 2010. Synchrotron X-ray microtomography and lattice Boltzmann simulations of gas flow through volcanic pumices. *Geosphere* 6(5): 470-481.
- Domenico, P.A. y Schwartz, F.W., 1998. *Physical and chemical hydrogeology*. 2nd ed. Wiley, 528 p.
- Elorza, F. J., Nita, R., Flórez, F., Paredes, C., Vives, L., Sánchez Vila, X., Carrera, J., Martín, S., Muñoz, A., de Vicente, G., Vela, A., Ruiz, E. y Bajos, C. 2003. Simulación hidrogeológica estocástica en medios geológicos fracturados. En: Mateu, J. y Morell, I. (eds.), *Geoestadística y modelos matemáticos en hidrogeología* (Vol. 1). Publicacions de la Universitat Jaume I., 312p, Castellón de la Plana.
- Espanon, V.R., Chivas, A.R., Phillips, D., Matchan, E.L. y Dosseto, A. 2014. Geochronological, morphometric and geochemical constraints on the Pampas Onduladas long basaltic flow (Payún Matrú Volcanic Field, Mendoza, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 289: 114-129.
- Ferrer, M. y González de Vallejo, L.I. 2007. *Manual de campo para la descripción y caracterización de macizos rocosos en afloramientos*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Guías y Manuales N° 4. 134p., Madrid.
- Fetter, C.W. 2001. *Applied Hydrogeology*. Prentice-Hall, 598 p., New Jersey.
- Fortin, J., Stanchits, S., Vinciguerra, S. y Guéguen, Y. 2011. Influence of thermal and mechanical cracks on permeability and elastic wave velocities in a basalt from Mt. Etna volcano subjected to elevated pressure. *Tectonophysics* 503(1-2): 60-74.
- Freeze, R. A. y Cherry, J.A. 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, 604 p., New Jersey.
- Gaunt H.E, Sammonds P.R., Meredith P.G., Smith R. y Pallister J.S. 2014. Pathways for degassing during the lava dome eruption of Mount St. Helens 2004–2008. *Geology* 42(11): 947-950.
- Gebhard, J.A., Auge, M., Marchionni, D.S. y Zucchini, B. 2010. Estudio hidrogeológico de la región sur de la provincia de Río Negro, con énfasis en acuíferos de medios fisurados. Informe Final, Etapa I, Universidad Nacional de La Plata, 95p., La Plata.
- González Díaz, E.F. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 135,166p., Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del meridiano 70. 1, Hoja Chos Malal. *Revista Sociedad Geológica Argentina*. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina (1980), Serie C, 1: 1-174, Buenos Aires.
- Heap, M.J. y Kennedy, B.M. 2016. Exploring the scale-dependent permeability of fractured andesite. *Earth and Planetary Science Letters* 447:139-150.
- Heap, M. J., Violay, M., Wadsworth, F. B. y Vasseur, J. 2017. From rock to magma and back again: The evolution of temperature and deformation mechanism in conduit margin zones. *Earth and Planetary Science Letters* 463: 92-100.
- Heap, M. J., Reuschlé, T., Farquharson, J. I. y Baud, P. 2018. Permeability of volcanic rocks to gas and water. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 354: 29-38.
- Herczeg, A. L., Torgersen, T., Chivas, A. R. y Habermehl, M. A. 1991. Geochemistry of ground waters from the Great Artesian Basin, Australia. *Journal of hydrology* 126(3-4): 225-245.
- Hoek, E. y Bray W. 1981. *Rock Slope Engineering*. The Institution of Mining and Metallurgy, 3rd ed., Maney Publishing, 368p., London.
- Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R. y Mackay, K., 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 106: 351-370.
- Isherwood, D., 1980. *Geoscience data base handbook for modeling a nuclear waste repository* (No. NUREG/CR-0912 (Vol. 2); UCRL-52719 (Vol. 2)). Universidad de California, Livermore (USA).
- Izuka, S.K., Engott, J.A., Rotzoll, K., Bassiouni, M., Johnson, A.G., Miller, L.D. y Mair, A. 2018. Volcanic aquifers of Hawaii—Hydrogeology, water budgets, and conceptual models. U.S. Geological Survey, USGS Numbered Series, Report 2015-5164, 158p, Reston (USA).
- Kendrick J.E., Lavallée Y., Hess K.U., Heap M.J., Gaunt H.E., Meredith P.G. y Dingwell D.B., 2013. Tracking the permeable porous network during strain-dependent magmatic flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 260: 117–126.

- Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C.O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 87-146
- Llambías, E.J. 1966. Geología y petrografía del volcán Payún Matrú. *Acta Geológica Lilloana* 8: 256-310, Tucumán.
- Locsey, K. L., 2004. Hydrogeochemistry and hydrology of a basalt aquifer system, the Atherton Tablelands, North Queensland. PhD Queensland University of Technology, 168p, Queensland.
- Loyola, N.A.L., 2017. Caracterización hidrológica preliminar en el área del manantial de Puelén. Tesis de Grado en Ingeniería en Recursos Naturales y Medio Ambiente, Universidad Nacional de La Pampa, 46 p, Santa Rosa
- Malán, J.M., Mariño, E.E. y Miglianelli, C.H., 1998. Geohidrología de la Región de la Meseta Basáltica, Provincia de La Pampa. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam. (inédito), 28 p, Santa rosa, La Pampa.
- Martínez, O.N., 1998. Descripción topográfica y geológica de la caverna Halada y su entorno, Provincia De La Pampa. Grupo Espeleológico Argentino, *Revista Salamanca* N°10, Buenos Aires.
- Martínez, E.B., Mora, M.F.G. y Paredes-Tavares, J. 2021. Determinación de sitios potenciales de recarga artificial de agua subterránea en cinco acuíferos de la Zona Metropolitana del Valle de México. *Cuadernos Geográficos* 60(3): 73-94.
- Mauldon, M., Dunne, W.M. y Rohrbaugh Jr., M.B. 2001. Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of structural geology* 23(2-3): 247-258.
- Mazor, E., 2005. Chemical and isotopic groundwater hydrology. 3rd ed., Marcel Dekker Inc, 75p., New York.
- Melchor, R. y Casadio, S. 1999. Hoja Geológica 3766-III La Reforma, provincia de La Pampa. Servicio Geológico Minero Argentino, *Boletín* 295: 63 p., Buenos Aires.
- Menéndez, M.M. y González-Gallego, F.J. 2015. Las clasificaciones geomecánicas en macizos rocosos volcánicos. En: Hernarndez-Gutierrez, L.E. y Santamarta Cerezal, J.C. (eds), *Ingeniería Geológica en terrenos volcánicos: métodos, técnicas y experiencias en las Islas Canarias*. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos: 61-94, Madrid.
- Moghaddam, A. y Fijani, E., 2009. Hydrogeologic framework of the Maku area basalts, northwestern Iran. *Hydrogeology journal* 17(4): 949-959.
- Möller, P., Rosenthal, E., Inbar, N. y Magri, F. 2016. Hydrochemical considerations for identifying water from basaltic aquifers: The Israeli experience. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 5: 33-47.
- Naik, P. K., Awasthi, A. K., Anand, A. y Mohan, P. C. 2001. Hydrogeologic framework of the Deccan terrain of the Koyna River basin, India. *Hydrogeology Journal* 9(3): 243-264.
- Namjou, P., Strayton, G., Pattle, A., Davis, M.D., Kinley, P., Cowpewart, P. y Sharman, B. 2006. The Integrated Catchment Study of Auckland City (New Zealand): Long Term Groundwater Behaviour and Assessment. En: *World Environmental and Water Resource Congress 2006: Examining the Confluence of Environmental and Water Concerns: 1-12*, Omaha, Nebraska.
- Nara, Y., Meredith, P.G., Yoneda, T. y Kaneko, K. 2011. Influence of macro-fractures and micro-fractures on permeability and elastic wave velocities in basalt at elevated pressure. *Tectonophysics* 503(1-2): 52-59.
- Négrel, P. y Lachassagne, P. 2000. Geochemistry of the Maroni River (French Guiana) during the low water stage: implications for water-rock interaction and groundwater characteristics. *Journal of Hydrology* 237(3-4): 212-233.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Tolson, G., Xu, S., y Pérez-Venzor, J.A. 2003. Estimación de densidades, distribuciones de longitud y longitud total de fracturas; un caso de estudio en la Falla de Los Planes, La Paz, BCS. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 56(1): 1-9.
- Núñez, E. 1976. Descripción geológica de la Hoja 31e, Chical Co, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Geológico Nacional (inédito), *Boletín*: 1-92, Buenos Aires.
- Palmer, C. D. y Cherry, J. A., 1984. Geochemical evolution of groundwater in sequences of sedimentary rocks. *Journal of hydrology* 75(1-4): 27-65.
- Pasquarè, G., Bistacchi, A, Francalanci, L., Bertotto, G.W., Boari, E., Massironi M. y Rossotti A. 2008. Very long pahoehoe inflated basaltic lava flows in the Payenia Volcanic Province (Mendoza and La Pampa, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 131-149.
- Philpotts, A.R. y Lewis, C.L., 1987. Pipe vesicles. An alternate model for their origin. *Geology* 15(10): 971-974.
- Polanski, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas, Cuadernos de investigaciones y estudios, 4. Ministerio de Economía del Gobierno de Mendoza: p. 4-10, Mendoza.
- Priest, S.D. 1993. Discontinuity analysis for rock engineering. Chapman & Hall, 473p., Londres.
- Rust, A.C. y Cashman, K.V. 2004. Permeability of vesicular silicic magma: inertial and hysteresis effects. *Earth and Planetary Science Letters* 228(1-2): 93-107.
- Sanders, L. 1998. A manual of Field Hydrogeology. Prentice-Hall, 381 p, New Jersey.
- Scesi, L. y Gattinoni, P. 2009. *Water Circulation in Rocks*. Springer: 29-48, Dordrecht.
- Self, S., Thordarson y Th., Keszthelyi, L.P. 1997. Emplacement of continental flood basalt lava flows. En: Mahoney, J.J. y Coffin, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces; Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*, Geophysical Monograph 100, American Geophysical Union: 381-410, Washington, DC.
- Self, S., Keszthelyi, L. y Thordarson, Th. 1998. The importance of pahoehoe. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26: 81-110.
- Singhal, B.B.S. y Gupta, R.P. 2010. *Applied hydrogeology of fractured rocks*. 2ªed. Springer Science and Business Media, 408 p., Londres.

- Snow, D.T. 1968 Rock fracture spacing, openings and porosities. *Journal of Soil Mechanics. Found. Division American Society of Civil Engineering* 94: 73-91.
- Snow, D.T. 1969. Anisotropie permeability of fractured media. *Water Resources Research* 5(6): 1273-1289.
- Sobral, J.M., 1942. Geología de la región occidental del Territorio de La Pampa, situada al occidente del Chadileuvú. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 212: 33-81, Buenos Aires.
- Stappenbeck, R. 1913. Apuntes hidrogeológicos sobre el sudeste de la provincia de Mendoza. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 6, Serie B, Buenos Aires.
- United States Geological Survey (USGS) 2015. Aquifer Basics: Igneous and metamorphic-rock aquifers. USGS Groundwater Information. <http://water.usgs.gov/ogw/aquiferbasics/volcan.html>.
- Vali, B. y Arpa, G. 2013. Finding the relationship between RQD and fracture frequency in the different OkTedi lithologies. *Procedia Earth and Planetary Science* 6: 403-410.
- Vinciguerra, S., Trovato, C., Meredith, P.G. y Benson, P.M. 2005. Relating seismic velocities, thermal cracking and permeability in Mt. Etna and Iceland basalts. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 42(7-8): 900-910.
- Wadsworth, F.B., Vasseur, J., Scheu, B., Kendrick, J.E., Lavallée, Y. y Dingwell, D.B. 2016. Universal scaling of fluid permeability during volcanic welding and sediment diagenesis. *Geology* 44(3): 219-222.
- Walker, G.P.L. 1991. Structure, and origin by injection under surface crust of tumuli, "lava rises," "lava-rise pits" and "lava inflation clefts" in Hawaii. *Bulletin of Volcanology* 53: 546-58.
- Whitehead, R.L., 1994. Ground Water Atlas of the United States, Segment 9-Idaho, U.S. Geological Survey Hydrologic Investigations Atlas, 730-H: 1-31, Washington, Oregon.
- Whitehead, P.W. y Stephenson, P.J. 1998. Lava rise ridges of the Tomba basalt flow, north Queensland, Australia. *Journal of Geophysical Research* 103(B11): 27371-27382.
- Wichmann, R., 1928. Contribución a la Geología de los departamentos Chical Co y Puelén, de la parte occidental de La Pampa Central. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, 40: 33p., Buenos Aires.
- Wilmoth, R.A. y Walker, G.P.L., 1993. P-type and S-type pahoehoe: A study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 55:129-142.
- Wright, H.M., Cashman, K.V., Gottesfeld, E.H., y Roberts, J.J., 2009. Pore structure of volcanic clasts: measurements of permeability and electrical conductivity. *Earth and Planetary Science Letters* 280(1-4): 93-104.