

Estructura y mecanismos intrusivos de los lamprófidos de Sa Planassa - Punta d'Es Mut (Costa Brava, Cordillera Litoral Catalana): su interés didáctico

Domingo GIMENO*

ABSTRACT

GIMENO, D. Structure and intrusive mechanisms of the lamprophyric rocks of Sa Planassa-Punta d'Es Mut (Costa Brava, Catalanian Coastal Ranges, Spain): its didactic resources.

The lamprophyric outcrops of Aiguablava location have been didactically used over half a century without a detailed study of their igneous textural and fabric characteristics. This paper shows that the lamprophyres, and specially the cretaceous camptonite sill show a number of structures and textures that allow us to understand their intrusive mechanisms. The work describes the cooling and vesiculation processes. It includes evidence referred to lateral forced intrusion (flow banding accumulation of phenocrysts, removing and uplift of large host rock xenoliths from the bottom of the sill) that shows that the well-known evidence of gravity-related accumulation of mafic phenocrysts at the bottom of the camptonitic sill has been largely overemphasized. The study includes an analysis of the didactic resources of this outcrop. The conclusion is that its main interest is related with the study of intrusive mechanisms of the dikes (only available through the study of their inner structures). A sequence of didactic activities of field work that can be developed with the students is suggested.

Keywords: Leucogranite, Lamprophyric dikes, Spessartite, Camptonite, Sill, Intrusive mechanisms, Cooling, Vesiculation, Magmatic flow, Gravity-related accumulation, Didactic activities, Catalonia, Spain.

* Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. E - 08071 Barcelona. E-mail: domingo@natura.geo.ub.es.

RESUMEN

Los afloramientos de lamprófidos de Aiguablava han sido empleados didácticamente durante decenios sin que se haya publicado un estudio detallado de sus características de textura y fábrica ígnea. Este trabajo muestra que los lamprófidos, y en particular el sill de camptonita de edad cretácica, muestran una notable riqueza de estructuras y texturas que permiten establecer cuales han sido los mecanismos intrusivos. Se analizan los procesos de enfriamiento y vesiculación del magma, así como las evidencias (acumulaciones de fenocristales por flujo magmático, desplazamiento de xenolitos de encajante en el muro del sill) de una intrusión forzada lateral, que permiten reevaluar la efectividad de los fenómenos de fraccionamiento gravitativo de fenocristales máficos, conocidos desde antiguo y sobreestimados en su importancia. El trabajo se ocupa igualmente del análisis de los recursos didácticos que ofrece el afloramiento, para concluir que su mayor interés radica esencialmente en el estudio de los mecanismos intrusivos, sólo deducibles estudiando las estructuras internas de los diques, y llega a proponer una secuenciación de actividades a realizar con los alumnos en el afloramiento.

Palabras clave: Leucogranito, Diques de lamprófido, Spessartita, Camptonita, Sill, Mecanismos intrusivos, Enfriamiento, Vesiculación, Flujo magmático, Acumulación gravitativa, Actividades didácticas, Cataluña, España.

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos que nos ocupan unen a su privilegiada situación paisajística en la costa catalana su interés geológico, tanto científico como didáctico. Por lo que se refiere al primer aspecto cabe señalar que ocupan uno de los espacios naturales más bellos y menos agredidos de la Costa Brava (de hecho, están recogidos en buena medida dentro del *Pla d'Espais d'Interès Natural*, PEIN, del Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya, y han sido catalogados en el inventario de geotopos de alto interés, Carreras y Gimeno 1999); y que es la naturaleza de la costa, abrupta y con diferentes acantilados (y, en éstos, la existencia de rellanos) la que ha permitido disponer de excelentes afloramientos tridimensionales de los lamprófidos y de su encajante granítico (Fig. 1).

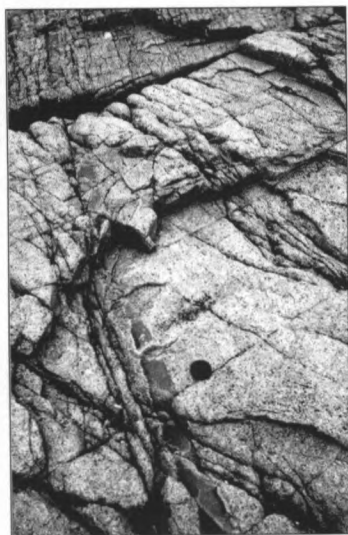
En relación con su interés geológico cabe señalar toda una serie de características que configuran su excepcionalidad. Los lamprófidos en sí mismos constituyen un clan o grupo de rocas que son relativamente poco frecuentes en la naturaleza; este hecho les conferiría un interés científico notable, aunque en este sentido no son excepcionales en la Costa Brava e incluso en la Cordillera Prelitoral, donde han sido ampliamente documentados ya desde los años 20 del siglo pasado, (véase p. e. M. San Miguel de la Cámara, 1924). En la Costa Brava afloran con bastante ubicuidad los dos tipos hasta hoy descritos, por una parte los calcoalcalinos, más frecuentes, e igualmente los alcalinos; en el afloramiento que nos ocupa aparecen ambos tipos en clara exposición de sus características intrusivas (respecto al leucogranitoide encajante) así como en sus relaciones cronológicas y de emplazamiento relativas.



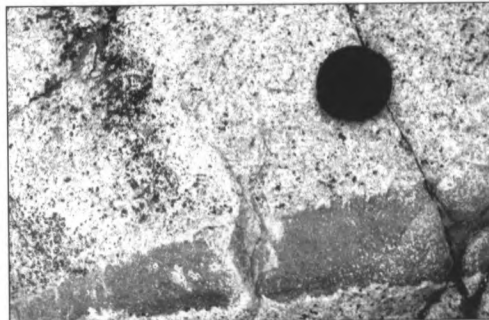
1



3



4



5

Fig. 1. Diques de lamprófido subverticales dispuestos en la cala de Aiguablava (foto realizada hacia 1952, por gentileza del Dr. A. San Miguel Arribas; nótese la escasa urbanización en los alrededores). Fig. 1. Subvertical lamprophyre dikes at Aiguablava (picture obtained about 1952 by Dr. A. San Miguel Arribas; note the very scarce presence of settlements in the surroundings).

Fig. 3. Zona de confluencia de dos diques de lamprófido, uno subvertical calcoalcalino y otro subhorizontal alcalino (imagen obtenida hacia 1962, por gentileza de A. San Miguel Arribas, véase el texto para su explicación). Fig. 3. Crossing zone of two lamprophyre dikes, the subvertical calc-alkaline one and the alkaline sill (picture obtained about 1962 by Dr. A. San Miguel Arribas, see text for explanation).

Fig. 4. Vista general de un dique de aplita (unos 8 cm a la izquierda de la tapa de la lente fotográfica que ejerce de escala) que presenta disposición longitudinal en la foto (en el tramo central se acuña para aparecer en relevo un poco más arriba y a la izquierda en una fractura paralela a la anterior). Véase en más detalle en la Fig. 5. Fig. 4. General view of an aplite dike (some 8 cm left to the lens cover used as scale) that shows a longitudinal path at the photo (in the central sector pinch outs and crops out *en relais* again a few cm above just a little bit left inside of a new fracture parallel to the previous one). See close up in Fig. 5.

Fig. 5. Detalle de la aplita de la Fig. 4, donde se aprecia su diferencia textural (de tamaño de grano menor dentro de una textura granular) respecto al leucogranito que constituye la roca en la que arma el dique. Igualmente nótese que los bordes del dique de aplita no son perfectamente rectilíneos, que algunos cristales blancos del leucogranito encajante penetran en el interior de la aplita, y que el tramo central de éste aparece *boudinado* e intruido por la roca encajante (véase texto para la explicación). Fig. 5. Close up of the aplite from Fig. 4. Note the textural contrast (grain size considerably lesser) respect to the leucogranitic host rock. See also that dike margins are not perfectly rectilinear; see also that some white phenocrysts from leucogranite crosscut the aplite-leucogranite interface, and the central sector of aplite is boudinated and underwent intrusion from the host rock (see text for explanation).

Se trata de un afloramiento clásico en la didáctica de la petrología catalana, con una tradición que se remonta a unos 50 años. Queda recogido en la hoja de Palafrugell de la cartografía geológica a escala 1:25.000 recientemente publicada (ICC 2000, véase fig. 2) hecho que sin duda favorecerá su inclusión en excursiones didácticas en todos los niveles de la enseñanza de las Ciencias de la Tierra, donde este mapa puede ser un instrumento de apoyo eficaz. En ese documento se incluyen igualmente nuevas y muy valiosas aportaciones respecto a los lamprófidos y su encajante, en especial con referencia a su edad radiométrica obtenida finalmente con métodos modernos y fiables. Cabe añadir sin embargo que a pesar de su reiterada frecuentación en circuitos didácticos no deja de ser chocante que no haya sido objeto de estudios específicos realizados con criterios y medios modernos, y mucho menos referidos a sus virtudes didácticas. Los escasos trabajos clásicos (p.e., San Miguel Arribas, 1956; Montoto, 1967) partían de conceptos hoy obsoletos, aunque han marcado buena parte de la historia de la geología del granito a lo largo de la primera mitad del siglo xx (véase p.e. Pichler 1993); en concreto los de la llamada escuela transformista, que en este caso pretendía la génesis de los granitoides del batolito de la Costa Brava por transformación de metasedimentos, de modo que los diques de lamprófidos serían "residuos" sin transformar). Uno de los objetivos de este trabajo es mostrar sobre el terreno conceptos petrológicos conocidos en su mayoría desde finales del siglo xix (en concreto a partir de los trabajos de Alfred Harker, véase p.e. Harker, 1909 y en algunos casos desde los trabajos pioneros de Hutton en 1788) con una descriptiva puramente naturalista sobre afloramientos seleccionados, permite hacer y enseñar ciencia, en todos los niveles del estudio, e incluso a observadores no especialistas en la materia como los alumnos a los que se pretende introducir en el tema.

Del mismo modo pretendemos en este trabajo hacer reflexionar sobre cómo a partir de observaciones sencillas, pero suficientemente planificadas y jerarquizadas en su importancia podemos facilitar la didáctica de la geología y, en este caso, de la petrología ígnea.

SITUACIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona en estudio está situada en el extremo nordeste del batolito de la Costa Brava, que ocupa la parte septentrional de la Cadena Prelitoral Catalana. En este extremo oriental el batolito se emplaza esencialmente en materiales metasedimentarios cuyos protolitos son atribuidos al Cámbrico y al Cambroordovícico, esencialmente por correlación regional con la secuencia litológica que contiene importantes intercalaciones carbonáticas entre sedimentos pelítico-arenosos con posibles aportes de materiales vulcanoderivados. Estos protolitos fueron metamorfizados y estructurados durante el curso de la orogenia hercínica. El contacto entre ambos tipos de materiales (ígneos y metasedimentos) se puede observar algo más al norte en el litoral, en la Platja Fonda.

Las rocas plutónicas que afloran en la cala de Aiguablava y sus alrededores consisten en leucogranitos biotífticos, de tamaño de grano medio a fino y colores dominantes rosados o claros, constituidos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa sódico-cálcica. La textura oscila entre granular y panhipidiomórfica-intergranular.

La biotita aparece en cantidades inferiores al 5 % y es remarcable la presencia de granate como mineral accesorio. Esta litofacies aparece rodeada cartográficamente por otra roca ígnea plutónica consistente en una granodiorita con megacrismos de feldespato potásico, que sería anterior al leucogranito tanto por la naturaleza de los contactos entre ambas unidades (intrusivos por parte del leucogranito) como por la presencia de enclaves de granodiorita con megacrismos de feldespato potásico en el seno del leucogranito. La edad radiométrica del granito es Autuniense (287 +/- 3 Ma) (Ferrés, 1998), (Enrique y Ferrés en ICC 2000).

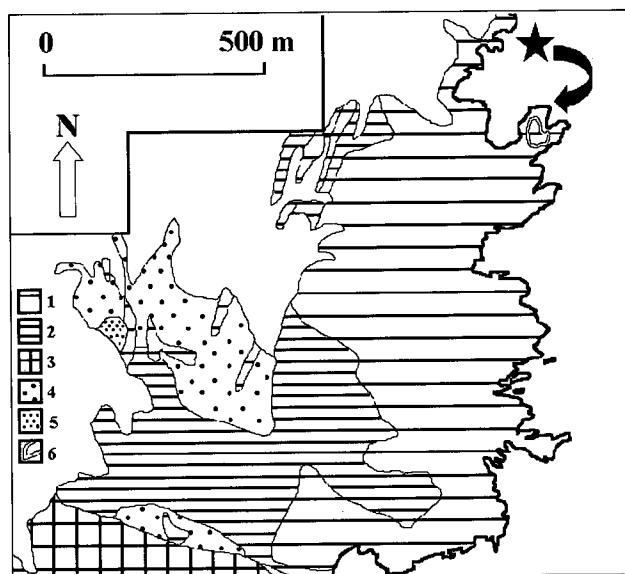


Fig. 2. Esquema geológico del sector de Aiguablava (según Enrique en ICC 2000, simplificado). La estrella (y la flecha que la acompaña) indican la situación del afloramiento en estudio. Leyenda: 1/ Leucogranitos biotíticos; 2/ Granodiorita biotítica; 3/ Encajante cambroordovícico; 4/ Granito biotítico equigranular; 5/ Granito biotítico leucocrático heterogéneo; 6/ Sill de lamprófidio alcalino (camptonita). Los lamprófidios calcoalcalinos no han sido representados en el esquema ya que debido a su mayor abundancia prácticamente es muy difícil representarlos a esta escala. El trazo grueso del sector este del mapa representa la línea de costa y el color blanco a su derecha el mar Mediterráneo; por el contrario el sector blanco a la izquierda del mapa corresponde a materiales cuaternarios o pequeños afloramientos de rocas plutónicas. El recubrimiento cuaternario sobre las rocas ígneas ha sido suprimido a efectos de una mayor claridad.

Fig. 2. Geological sketch of Aiguablava sector (after Enrique in ICC 2000, simplified). The star (and the arrow) shows the studied outcrop. Legend: 1/ Biotitic leucogranites; 2/ Biotitic granodiorite; 3/ Cambro-Ordovician host rock; 4/ Equigranular biotitic granite; 5/ Leucocratic heterogeneous biotitic granite; 6/ alkaline lamprophyric sill (camptonite). The dense calk-alkaline lamprophyric network has been omitted, in order to obtain more clarity. The bold line at the east margin of the map represent the coastline, and the white space at right correspond to the Mediterranean sea. On the opposite side (west) the white correspond to quaternary sediments or to small plutonic outcrops. The quaternary cover over igneous rocks has been also omitted.

Los granitoides corresponden por lo tanto a la orogenia hercínica en su segmento catalán, y presentan a lo largo de éste generalmente un carácter principalmente tarditectónico respecto al desarrollo de la deformación. En la zona que nos afecta no se pueden establecer con claridad, por diferentes motivos, las relaciones entre el desarrollo de la orogenia hercínica, los procesos erosivos sin- y postorogénicos y el desarrollo de la sedimentación asociada a éstos. Por una parte las rocas plutónicas afloran en litofacies correspondientes a sectores relativamente someros del plutón, un hecho que queda señalado por los tamaños de grano de medios a finos, y la presencia abundante de litofacies miarolíticas, apófisis aplíticas y pegmatíticas en otros plutones circundantes, entre otras evidencias. Por otra parte, los primeros materiales sedimentarios posthercánicos que afloran son de edad Paleocena-Eocena, siendo la mayor parte de los contactos entre las rocas ígneas y las sedimentarias de naturaleza tectónica (bloques hundidos del sector de Palafrugell). De cualquier manera, es evidente que un espesor considerable de corteza continental (de varios kilómetros) ha sido sometido a erosión entre el momento de la intrusión de los granitoides y el depósitos de los primeros materiales paleocenos. Consecuentemente, los granitoides sufrieron un notable proceso de descompresión, manifestado hoy en día en el notable desarrollo de los sistemas de diaclasas presentes en el afloramiento, dos subverticales y uno subhorizontal que posteriormente han sido empleados por los magmas lampróficos durante su emplazamiento.

Por otra parte, la presencia de dos tipos de lamprófidos (fig. 3) que afloran como intrusiones en el leucogranito en Aiguablava, de edades pérmica superior y cretácica superior (Enrique y Solé in ICC 2000) ha de interpretarse como el resultado de la génesis y posterior inyección de magmas en un contexto regional distensivo, en dos pulsaciones sucesivas. El primer conjunto de lamprófidos puede relacionarse con la existencia de tectónica distensiva posthercínica, bien conocida en todo el contexto de las Cadenas Costeras Catalanas y el Pirineo Central que, p.e., ha controlado mediante un sistema de fracturas intramontañosas el desarrollo del volcanismo pérmico del Pirineo (Bixel 1987) y, posteriormente, el desarrollo de la sedimentación triásica en un sistema de bloques sucesivamente hundidos de norte a sur, al menos a partir del Montseny (Anadón et. al 1979). El segundo grupo de lamprófidos, de edad cretácica superior, tiene por su parte una clara relación con la tectónica distensiva regional y el magmatismo alcalino asociado presente en todo el Pirineo, p.e. en el sector oriental bajo la forma de los cuerpos plutónicos sieníticos en Fitou en el sur de Francia (Azambre, 1967) y con mayor intensidad en el occidental con el volcanismo alcalino de la cuenca vasco-cantábrica (Albiense-Santoniense, Castañares et al. 2001). Esta tectónica es el reflejo en el margen entre las placas ibérica y europea de un fenómeno cortical global, consistente en la fragmentación de la Pangea y el consiguiente inicio de la formación del espacio oceánico del Atlántico norte. Con posterioridad al Eoceno no se han reconocido otros materiales sedimentarios en la zona, con la excepción de los subactuales cuaternarios.

Podemos llegar al afloramiento de Sa Planassa-Aiguablava desde Palamós, por carretera hasta Palafrugell y desde ahí tomando la que conduce a Begur hasta el desvío a la cala de Aiguablava. El acceso al afloramiento en estudio se realiza en óptimas condiciones desde el aparcamiento de vehículos de la playa de Aiguablava, tomando un camino limitado por barandas de madera que aparece en el margen este

de la cala y asciende en dirección al Parador de Turismo. Al llegar al cruce de entrada a las dependencias de servicio del parador se evita entrar en éste y se continúa por una pista de tierra, que ya no está limitada por barandas, y tras un corto tramo en descenso se prosigue en dirección hacia el norte. Este camino se torna un tanto peligroso al llegar a una canalización de plástico azul (que procede del parador y desciende hacia la cala), por la posibilidad de caída por un pequeño acantilado hacia la playa, aspecto que se ha de cuidar si se visita el afloramiento con escolares, o en todo caso en grupos numerosos.

CARACTERÍSTICAS ESENCIALES DE LOS AFLORAMIENTOS. ESTRUCTURA DE LOS DIQUES DE LAMPRÓFIDOS Y MECANISMOS INTRUSIVOS

Podemos distinguir, a los efectos didácticos que nos ocupan, dos tipos esenciales de afloramientos, los referidos al encajante y a los lamprófidos, y aun dentro de éstos es sensiblemente más rico en estructuras de interés el sill que los diques verticales.

Encajante leucogranítico

Las características principales del encajante leucogranítico han sido previamente expuestas en el apartado precedente. Nos referimos aquí por tanto a las diferentes variedades texturales en el seno de las rocas plutónicas macroscópicamente más perceptibles, y su control petroestructural. Dichas variaciones corresponden a la presencia de facies de tipo aplítico y pegmatítico. Su composición es semejante a la del leucogranito encajante, excepción hecha de la en general menor presencia de biotita. Este tipo de litofacies aparecen circunscritas al control estructural producido por dos familias de fracturas (diaclasas) en el seno del leucogranito, de direcciones aproximadas 120/85 NE y 030/85 SE (no se ha desarrollado un estudio mesoestructural detallado, de modo que estas direcciones deben tomarse como meramente indicativas en las proximidades del afloramiento estudiado y no de la totalidad del leucogranito). Es significativa la ausencia de aplitas y pegmatitas según la familia de fracturas subhorizontal que ha sido aprovechada por el sill (véase más adelante).

Las aplitas aparecen principalmente desarrolladas en el seno de las fracturas de dirección 120 y presentan un claro control estructural con bordes pobremente definidos en el detalle (Figs. 4 y 5), un hecho que se manifiesta por la posibilidad de distinguir la existencia de cristales idiomórficos del granito enfrentados directamente al cuerpo principal de la aplita. También se puede observar que la interfase granito-aplita se caracteriza por un plano de separación no perfectamente rectilíneo, con convexidades o salientes si observamos desde la aplita al leucogranito (Fig. 5). Las aplitas pueden aparecer en fracturas subparalelas dispuestas en relevo o escalón. Es destacable la presencia de sectores del dique de aplita *boudinados* intruidos por el leucogranito (Fig. 5). Por lo que se refiere a las pegmatitas presentan un desarrollo prioritario a favor de las zonas de intersección de las dos familias de fracturas

subverticales, dando lugar a masas irregulares de dimensiones pluridecimétricas o más raramente métricas; el tránsito hacia el leucogranito es igualmente difuso y puede realizarse a través de una banda de textura aplítica y análoga composición.

Dado que desde el punto de vista didáctico uno de los objetivos principales del estudio de este afloramiento es extraer conclusiones sobre criterios de intrusión sucesiva y cronología relativa entre diferentes cuerpos ígneos intrusivos, podemos concluir en una primera observación que el leucogranito es el principal encajante que aparece en el afloramiento (y por lo tanto la roca ígnea más antigua), que aplitas y pegmatitas aparecen como esencialmente contemporáneas (lo que no excluye la posible presencia de varias generaciones) y que la intrusión limitada de leucogranito en la misma aplita que lo intruye, unido a los tránsitos graduales entre aplitas y pegmatitas y leucogranito indican que de hecho estas tres rocas son prácticamente contemporáneas en términos del tiempo geológico.

La interpretación de estas fábricas y texturas en el seno del granito sugiere que la cristalización del magma se realizó en las proximidades del límite superior de la cámara magmática (tamaño de grano del leucogranito), pudiéndose emplazar aplitas y pegmatitas en fracturas a partir del momento que el avanzado estado de cristalización hace que el leucogranito pueda desarrollar un comportamiento reológico frágil (un hecho que en un magma granítico suele suceder a partir de menos del 20-15 % de residuo líquido entre cristales, Fernández y Barbarin 1991). La disposición de las fracturas sugiere que éstas se formaron en el seno de un campo de esfuerzos local en el que el esfuerzo intermedio tenía una disposición subvertical y el mayor una subhorizontal de dirección N 70-80. Las variaciones texturales en el magma leucogranítico representadas por la aparición de aplitas y pegmatitas indican un notable enriquecimiento en volátiles en el magma residual, mientras que la ausencia de minerales tales como turmalina, mica blanca, etc., indican que estos volátiles debían consistir esencialmente en un fluido acuoso sin presencia importante de otros elementos volátiles (como B, F, Li, etc.). El hecho de que alguna aplita aparezca *boudinada* e intruída por el magma leucogranítico sugiere que la cristalización en el seno de la aplita fue rápida, en todo caso en términos relativos más acelerada que la del residuo líquido intersticial aún presente en el leucogranito, ya que indica que el dique comenzó a desarrollar un comportamiento frágil (correspondiente a la cristalización de cerca del 80 % del líquido aplítico, como ya ha sido comentado en el caso del granito) cuando el leucogranito aún conservaba buena parte de su residuo líquido intersticial.

Características de los lamprófidos: 1 - diques verticales

Los diques verticales son lamprófidos de composición spessartita, caracterizados por una asociación mineral primaria constituida por augita, plagioclasa (restringida a la matriz) y localmente biotita, y han suministrado una edad radiométrica de 253 +/- 5 Ma (Pérmico superior) (Enrique y Solé en ICC, 2000). Presentan un color verde oscuro, unos bordes de enfriamiento milimétrico-centimétricos de carácter afanítico (que resalta macroscópicamente por un cambio de tono de color en la roca), en muchos casos asociados a delgadas bandas con textura vesicular (vesículas de diámetro en general <2 mm) y un cuerpo principal constituido por una matriz fanerítica de grano fino, con bajo contenido en fenocristales (textura porfirica que en una visión

somera puede llegar a parecer localmente afírica). Los fenocristales presentes son máficos de color verde más oscuro que la matriz de la roca, aparecen alterados, y en general en el afloramiento es complicado determinar si se trata de piroxenos o anfíboles. Se trata principalmente de diques subverticales que presentan espesores en el rango pluridecimétrico a métrico. Ocupan tanto fracturas rectilíneas perfectamente distinguibles en el paisaje, ya que jalonan verticalmente los acantilados (foto 1), como aparecen con trazo discontinuo, p.e. en el suelo del afloramiento que nos ocupa, rellenando pequeñas fracturas de continuidad métrica o menor que corresponden a un sistema de fractura en escalón (Fig. 6).

La conclusión inmediata de sus condiciones de yacimiento es que se han emplazado en el encajante granítico en un régimen distensivo, cuanto menos local, que en parte ha reaprovechado la red de diaclasas preexistentes en el encajante granítico.

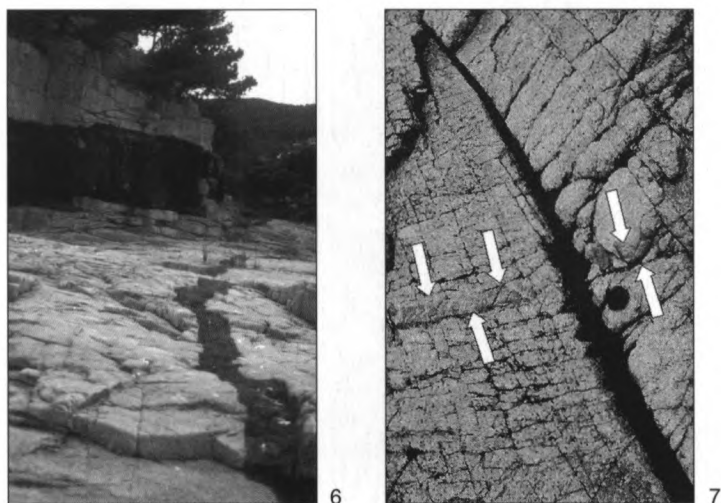


Fig. 6. Vista general del afloramiento de Sa Planassa en el que destaca en el fondo el sill que presenta un espesor prácticamente continuo a lo largo del afloramiento, y en primer término sobre el plano de diaclasa que constituye el pavimento del afloramiento (y que es paralelo al plano que ha controlado el emplazamiento del sill) la asociación de lamprófidos subverticales emplazados en condiciones claramente frágiles, ya que siguen fracturas rectilíneas perfectamente delimitadas y muestran a lo largo del afloramiento un relevo de unas a otras sobre el plano horizontal (fracturas en escalón).

Fig. 6. General view of Sa Planassa outcrop. Note the continuous thickness of the sill over the outcrop, and on the floor (that is a subhorizontal diacalse plane of the leucogranite) there is a set of lamprophyres intruded following brittle tectonics on the leucogranite. These lamprophyres follow subparallel en echelon fractures.

Fig. 7. Detalle del afloramiento de Sa Planassa donde se observa con claridad la cronología relativa de 3 de los 4 cuerpos ígneos principales presentes: leucogranito intruido por una aplita (de disposición izquierda a derecha en la foto, limitado por las flechas), que a su vez es seccionada (intruida) por un lamprófido vertical que aparece claramente con color oscuro y recorrido en diagonal en la foto.

Fig. 7. View of the Sa Planassa outcrop clearly showing the relative succession of 3 of the 4 main igneous rocks: leucogranite intruded by aplite (central sector of the photo, longitudinal from left to right, see arrows); the aplite dike is subsequently intruded by a vertical lamprophyre dike black and some cm thick.

Aun antes de disponer de dataciones absolutas de estos cuerpos, estaba claro que se emplazaron con notable posterioridad a las rocas graníticas, tanto por la presencia de bordes afaníticos (que indican enfriamiento contra un encajante relativamente frío), como por las texturas porfírica (en el cuerpo principal del dique) y vesicular en los márgenes (que indican que se trata de una roca hipoabisal emplazada en niveles crustales mucho más superficiales, hasta el punto que el gas presente en el magma se ha podido exholucionar). Los márgenes con el encajante son netos, y se puede observar que estos lamprófidos seccionan claramente también los cuerpos de aplita y pegmatita (Fig 7). Localmente también incluyen xenolitos del encajante.

Características de los lamprófidos: 2 - dique horizontal

El dique subhorizontal se ha emplazado a favor de una familia de diaclasas subhorizontal (aproximadamente 120/15 NE) que afecta al leucogranito (Fig. 8). El sill es un lamprófido de composición camptonítica, caracterizado por una asociación mineral de augita titanada y kaersutita, y ha suministrado una edad radiométrica de aproximadamente 85 Ma (Cretácico superior) (Enrique y Solé en ICC, 2000). Presenta un espesor promedio en el afloramiento de unos 2 metros, así como una imperfecta simetría por lo que se refiere a sus características texturales y estructurales. La constancia en el espesor vertical, por lo menos en el espacio reconocible en el afloramiento, a pesar de pequeños desplazamientos en el plano vertical debidos a seguimiento de diferentes diaclasas en su emplazamiento (véase p.e. Fig. 6), hace pensar en que su emplazamiento fue acompañado de un levantamiento relativamente pasivo por flotación (*buoyancy*) del encajante suprayacente a medida que se produjo una intrusión lateral forzada del magma. Esto se hace particularmente evidente en algún punto en el que se observa el levantamiento de algún bloque diaclasado del substrato leucogranítico en correspondencia con un ascenso escalonado del dique hacia una diaclasa superior (Fig. 9).

Se puede distinguir con claridad unos bordes de enfriamiento afaníticos superior e inferior (Figs. 10, 11, 12 y 13), que presentan una textura laminar milimétrica con una marcada fisilidad asociada. Estos bordes pasan gradual y rápidamente a una textura fanerítica de grano fino a medio, creciente hacia el centro del sill, que además presenta un evidente carácter porfírico en algunos sectores. Los márgenes superior e inferior presentan vesicularidad de diferente tipo, es decir, las vesículas aparecen simétricamente dispuestas en el sill pero con diferente frecuencia y morfología, así como opcionalmente rellenas (textura amigdal) (Figs. 12 y 13). Los bordes afaníticos no presentan vesiculación, ésta comienza a aparecer a unos 8-10 cms del borde con el encajante (Figs. 12 y 13). En el tramo inferior del sill las vesículas tienen secciones aproximadamente esféricas que corresponden a morfologías esféricas o de esferoide de revolución levemente aplastado, y tienen unos pocos mm (máx. 5-6, en general) de diámetro (Fig. 12); hacia el interior del dique aparecen rellenas de un precipitado cristalino blanco, preferentemente calcítico, localmente de analcima (textura amigdal). Desaparecen gradualmente a unos 25 cm del margen del sill, es decir en un tramo normal de éste la textura vesicular de la base ocupa un rango vertical de unos 15 cm (Figs 12 y 14).

En el tramo superior del sill las vesículas tienen tendencia a la coalescencia, de modo que suelen tener dimensiones pluricentimétricas y aparecer con disposición columnar (perpendicular) respecto a éste y, por lo que se refiere a su morfología tridimensional cuando ésta es perceptible, en forma de planos inclinados tangencialmente respecto al plano horizontal superior del sill, siendo su sección respecto a un plano ortogonal al de su superficie principal de carácter sigmoide (Fig.13). Los sigmoides presentan dimensiones de hasta 10 o más cm en la escala vertical y hasta 2-3 cm de anchura máxima, y aparecen ordenados espacialmente según un mismo patrón direccional, por lo menos sector a sector a lo largo del afloramiento. Este tipo de estructuras pueden ser interpretadas en términos de los mecanismos eruptivos y su direccionalidad (en el caso de la Fig. 13, con desplazamiento del magma en el centro del sill de izquierda a derecha); estructuras semejantes p.e. son bien conocidas en el caso de bases de coladas de lava (Philpotts 1990, p. 39). En algunos sectores del afloramiento se observa que los sigmoides han sido seccionados en su base por planos de cizalla, lo que indica que cuando aún se producía flujo magmático direccional en el seno del dique el borde afanítico de éste ya había sufrido un notable incremento en su viscosidad (por enfriamiento y la cristalización asociada) y desarrollaba un comportamiento frágil en términos mecánicos.

Otra característica principal del sill es la distribución vertical que presentan los fenocristales, que aparecen en el afloramiento como inosilicatos de color verde oscuro, más que el de la matriz de la roca, de hábito prismático elongado y dimensiones que llegan a ser de 1 cm. Esta disposición, que sigue una lógica perfectamente explicable en términos físicos (densidad relativa de los fenocristales y el magma, desplazamiento en sentido horizontal de éste en el curso de la intrusión) no es perfectamente homogénea en todo el afloramiento, siendo el punto más idóneo para reconocerla (al igual que las características texturales y de vesicularidad) en el punto saliente del afloramiento situado unos 2 m a la derecha de la intersección entre el sill y un dique vertical de spessartita (Figs. 3 y 10).

Si realizamos un conteo de fenocristales (p.e., empleando un comparador visual de superficies, directamente sobre el afloramiento) se observa fácilmente una acumulación notable de fenocristales en la base del sill. Este hecho, que quizás no está descrito en ningún texto referido al afloramiento, es conocido desde hace decenios y ha sido tradicionalmente descrito por los docentes del grupo de petrología endógena de la UB como un ejemplo clásico de fraccionamiento gravitativo, es decir, de separación de los inosilicatos dentro del magma aún líquido y relativamente poco viscoso facilitado por el hecho de que su peso específico era sensiblemente mayor que el de éste. Ese tipo de interpretaciones de acumulaciones basales de fenocristales en sills son muy conocidas y han sido interpretadas en la literatura geológica en muchos manuales de petrología ígnea como el producto de fraccionamiento gravitativo a partir del estudio clásico del sill de dolerita de Palisades situado junto al río Hudson al oeste y norte de Nueva York (Walker 1940).

Sin embargo, el hecho de que no se haya realizado un estudio sistemático de las estructuras del afloramiento ha permitido que algunos otros hechos relacionados con la distribución de los fenocristales pasen desapercibidos. Los más significativos son los tres siguientes:

Fig. 8. Vista frontal del leucogranito en la que se evidencia claramente la existencia de la familia de diaclasas subhorizontal a favor de la que se ha emplazado el sill de lamprófito subalcalino (hacia 1970, fotografía por gentileza del Dr. A. San Miguel).

Fig. 8. Frontal view of the leucogranite. Note the subhorizontal set of diaclases followed in their misse en place by the sill (picture obtained in the early 70's by Dr. A. San Miguel Arribas).

Fig. 9. Levantamiento pasivo por flotación de un bloque métrico del leucogranito del substrato en correspondencia de un cambio (ascenso escalonado) de la diaclasa horizontal aprovechada en la inyección del sill (véase texto para explicación).

Fig. 9. Passive uplift by buoyancy of a metric block of the floor leucogranite in correspondence with a little modification of the plane of intrusion followed by the sill (see text for explanation).

Fig. 10. Vista frontal del sill de camptonita unos 2 metros al N-NE del cruce con el dique vertical (foto realizada en 1993, compárese la degradación del sector inferior del afloramiento respecto a la Fig 3).

Fig. 10. Frontal view of the camptonite sill some 2 m towards N-NE from the crossing site of the dikes (picture obtained in 1993, compare the anthropic degradation of the site at the lower sill level respect to the Fig. 3).

Fig. 11. Esquema realizado sobre la fotografía de la Fig. 10, donde se aprecian los bordes de enfriamiento del sill (véase texto para explicación).

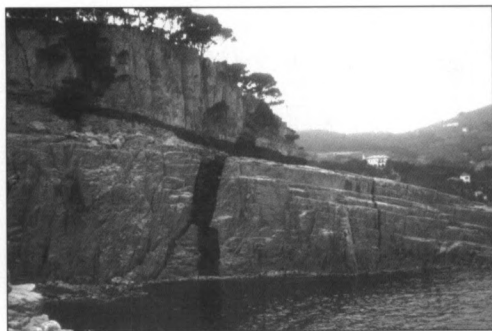
Fig. 11. Geological sketch drawn over the photo from Fig. 10, with the aphanitic cooling margins of the sill evidenced (see text for explanation).

Fig. 12. Borde inferior del sill, donde se aprecian sucesivamente de base a techo una facies afanítica laminada (sin fenocristales) un tramo vesicular donde desaparece gradualmente la laminación, poco después se encuentra una acumulación de fenocristales y gradualmente las vesículas han sufrido un relleno por una mineralización (círculos blancos en la foto). (compárese con el esquema de la Figura 14).

Fig. 12. Lower margin of the sill, with several zones from bottom to top: aphanitic laminated facies (no phenocrysts present), vesiculated facies with gradual vanishing of lamination, phenocrysts rich facies and associated development of amigdalal texture trough mineralization inside of the vesicles (white circular zones). (See Fig. 14 sketch in order to compare).

Fig. 13. Borde superior del sill, donde se distinguen de techo a base sucesivamente un borde afanítico (más pobremente laminado que el inferior), para pasar a una zona de disposición horizontal en la que se detectan vesículas de dimensiones reducidas (de mm a 1-2 cm) y tendencia a la esfericidad) y finalmente a la zona de disposición planar en la que el rasgo dominante es la presencia de amígdalas de sección vertical y morfología sigmoide que denotan el sentido de flujo en el magma durante el relleno del sill (de izquierda a derecha en la foto). (Compárese con el esquema de la Figura 14).

Fig. 13. Upper margin of the sill, with several zones from bottom to top: aphanitic (with a poor lamination if compared with the lower margin, see Fig. 12), planar with small (1 mm to 2 cm) spherical vesicles and planar decimetric with large, sygmoidal amigdales that allow to infer the sense of lateral filling of the dike (from left to right at the photo) (compare with the sketch of the Fig. 14).



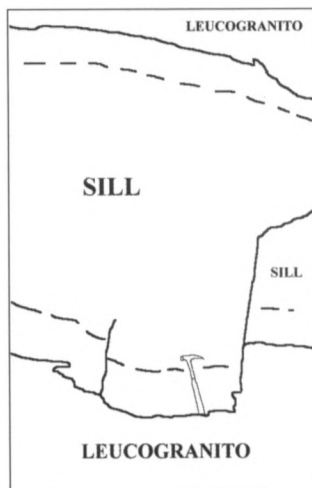
8



9



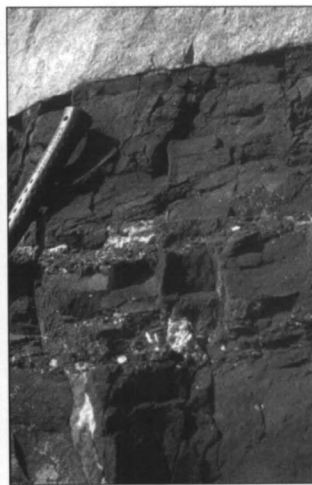
10



11



12



13

– Estrictamente, la base afanítica laminada y los primeros tramos del sector vesiculoso siguiente aparecen desprovistos de fenocristales, cosa que se explica en términos de cinética de los procesos de intrusión y cristalización (el enfriamiento de los márgenes del sill ha sido más rápido que la exholución de las vesículas, su coalescencia y posterior segregación hacia el margen inferior del sill, y ésta ha precedido al menos en parte a la concentración y separación gravimétrica de los fenocristales).

– La distribución de los fenocristales presenta dos máximos (véase Fig. 14), el mayor efectivamente correspondiente a las proximidades de la base del sill y el siguiente en importancia correspondiente en líneas generales con el sector central del sill). Mientras que en el sector central del sill el máximo en la distribución de los cristales corresponde *grosso modo* con una disposición subparalela de los inosilicatos a las superficies superior e inferior del encajante, en la concentración de los fenocristales correspondiente a la base esta distribución es mucho más irregular, y en muchos casos se observa en esa concentración y en el tramo que conduce a ella desde el centro del sill inosilicatos tabulares dispuestos perpendicularmente a las paredes del sill. Una posible interpretación, en términos de hidrodinámica, de esta disposición, es que los inosilicatos constituyen cuerpos sólidos que se ordenan según la posición que

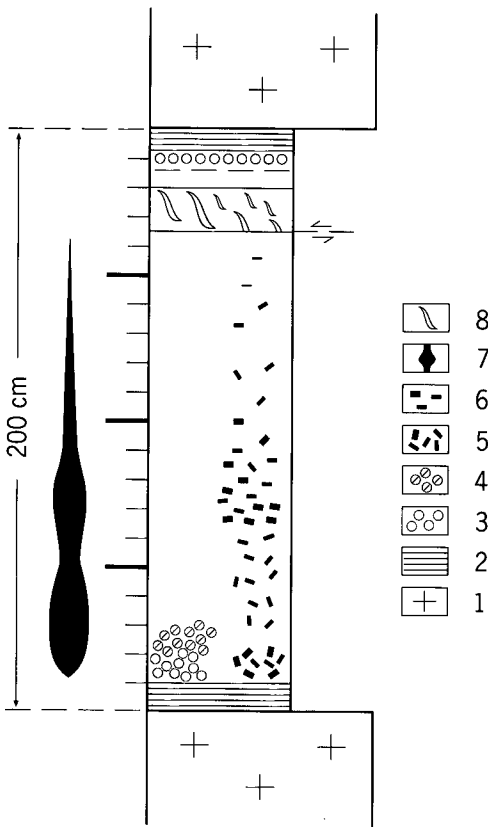


Fig. 14. Esquema sintético de las estructuras presentes en el sill. Leyenda: 1/ Encajante leucogranítico; 2/ litofacies afanítica finamente laminada; 3/ vesículas esféricas; 4/ amígdalas esféricas; 5/ fenocristales dispuestos aleatoriamente; 6/ fenocristales dispuestos paralelamente a los planos superior e inferior que confinan al dique; 7/ frecuencia relativa en la presencia de fenocristales en el dique (escala meramente indicativa); 8/ amígdalas planares de sección sigmoidal según un plano normal al techo del sill (véase explicación en el texto).

Fig. 14. Synthetic sketch of the structures inside of the sill. Legend: 1/ Leucogranitic host rock; 2/ thin laminated aphanitic lithofacies; 3/ Spherical vesicles; 4/ Spherical amigdales; 5/ randomly oriented phenocrysts; 6/ parallel (to the margins of the sill) orientation of the phenocrysts; 7/ relative amount of phenocrysts inside of the dikes (scale only indicative); 8/ Planar amigdales with sigmoidal section disposed following a plane near to normal to the floor of the dike (see text for explanation).

presenta menor resistencia al flujo de un magma aún poco viscoso (poco cristalizado) según la zona que presenta un perfil de velocidad de desplazamiento del magma mayor, es decir, el centro del dique en tanto que zona más alejada del encajante y consiguientemente decir con menor rozamiento (de todo tipo, mecánico y de disipación térmica) respecto a éste.

– En el tramo superior de la textura vesiculada, donde las vesículas coexisten con los fenocristales se observa frecuentemente una estrecha asociación espacial de vesículas y fenocristales, hecho que puede interpretarse al menos en parte como el producto de la exholución de los gases del magma y de que su desplazamiento (en este caso, hacia el tramo inferior del sill) ha podido jugar a favor de la separación gravitativa de los fenocristales, mediante captura de éstos en la superficie de vesículas por fenómenos de tensión superficial, un hecho físico bien conocido e incluso explotado industrialmente en las plantas de flotación de menas metálicas en muchas minas.

Presencia de xenolitos. El sill se ha emplazado siguiendo la red de fracturas presentes en el encajante leucogranítico, evidentemente bajo condiciones distensivas, y siguiendo principalmente la red de diaclasas del encajante. Esta red de diaclasas es visible en el afloramiento a escala métrica o aun menor, y en correspondencia a ésta aparecen en el seno del sill xenolitos de leucogranito, en general de bordes angulosos y morfología de paralelepípedo y dimensiones de hasta más de medio metro de arista, en general en concomitancia con el hueco correspondiente en el encajante, lo que genera en escala local pequeñas irregularidades en la morfología tabular del dique (Fig. 9). El sill en el contacto con estos xenolitos presenta bordes de enfriamiento afaníticos con un marcado contraste de color, incluso en el caso en el que el xenolito es de pequeñas proporciones (arista decimétrica o menor) y aparece totalmente englobado en el seno del sill (Figs. 15 y 16).

El tamaño considerable de muchos de los xenolitos, y sobre todo la dimensión de su arista mayor respecto a la anchura del sill, unido a otros aspectos de difícil cuantificación (viscosidad del magma en el momento de la intrusión, velocidad) ha favorecido que estos aparezcan relativamente próximos a su punto de procedencia y a que podamos reconstruir su disposición original en el encajante como si se tratara de un rompecabezas. Esta característica permite reconocer que buena parte de los xenolitos se ha emplazado en el seno del sill por mecanismos de gravedad, pero que tal como se ha comentado más arriba otros proceden del encajante subyacente al sill (Fig. 9), y que por lo tanto el magma en su proceso de emplazamiento ha tenido capacidad erosiva (sobre un substrato evidentemente ya fragmentado por diaclasado) y la relación entre la viscosidad y la velocidad de emplazamiento ha sido tal que permitió sustentar estos bloques hasta el marcado incremento de viscosidad (por enfriamiento y cristalización asociada) del tramo inferior del sill que los sustenta en su seno. El estudio detallado de alguno de estos xenolitos de grandes dimensiones muestra el efecto de obstáculo o “paraguas” respecto a la acumulación de fenocristales por gravedad (el tramo del sill subyacente al xenolito carece de dichos fenocristales mientras que sus inmediatos equivalentes laterales los presentan), así como el papel de obstáculo respecto al flujo hidrodinámico, que hace que podamos deducir planos de flujo y gradientes de velocidades del magma debido a la presencia selectiva de acumulaciones de fenocristales a un lado u otro del xenolito.

Fig. 15. Xenolito de leucogranito procedente del encajante del techo del sill con una marcada aureola afanítica correspondiente al rápido enfriamiento del magma a su alrededor. Nótese que este detalle del afloramiento corresponde al ángulo superior derecho de la zona de confluencia del sill con el dique lamprófico vertical (véase foto 3 para su situación).

Fig. 15. Leucogranitic xenolith coming from the floor host rock with an aphanitic aureola produced by sudden cooling of magma around. This picture represents the upper right corner of the crossing zone of dikes of Fig. 3).

Fig. 16. Esquema trazado sobre la fotografía de la Fig. 15. Se ha distinguido la presencia del encajante constituido por el leucogranito (ENCAJ-1) y el lamprófico vertical (ENCAJ-2), el xenolito de leucogranito y la presencia alrededor de ellos de una aureola de textura afanítica (marcada con un trazo discontinuo) producto del enfriamiento acelerado del magma correspondiente a la intrusión del sill. En el caso del lamprófico vertical (ENCAJ-2) se distingue en el afloramiento la desaparición de manera drástica de la continuidad de su propia facies afanítica subvertical dispuesta contra el leucogranito (ENCAJ-1), así como de una facies vesiculada contigua a la anterior, en el contacto horizontal con el sill que lo ha intruido.

Fig. 16. Sketch drawn from the photo of Fig.15, Note the presence of a first leucogranitic host rock (ENCAJ-1) and a second vertical lamprophyric host rock (ENCAJ-2), the leucogranite xenolith (XENO) and the presence of an aphanitic aureola all around them (discontinuous brackets) produced by sudden cooling of the sill magma. ENCAJ-2 shows sudden disappearance of its proper aphanitic margin against ENCAJ-1 as well as the associated vertical vesicular lithofacies at the contact with the subhorizontal sill.

Fig. 18. Sill dolerítico de Salisbury Crags (Edinburgh, Escocia) en la sección clásica (Hutton section's). Compárese sus similitudes con las Figs. 9 y 10 (véase texto para explicación).

Fig. 18. Doleritic sill of Salisbury Crags (Edinburgh, Scotland) at the classical Hutton's section. Note the similarities with Figs. 9 and 10 (see text for explanation).

Fig. 19. Detalle de la presencia de vesículas esféricas preservadas en el tramo de techo del sill dolerítico de Salisbury Crags (Edinburgh, Escocia) en la sección clásica (Hutton section's).

Fig. 19. Close up of the spherical vesicles preserved at the floor margin of the doleritic sill of Salisbury Crags (Edinburgh, Scotland) at the classical Hutton's section.



15



16



18



19

PLANTEAMIENTO DIDÁCTICO

Ya hemos indicado que la enseñanza de los criterios elementales de intrusión de diques constituye el motivo clásico de la visita de este afloramiento. Justamente por la existencia de una tradición en su estudio vale la pena recapitular sobre el tipo de actividades que se desarrollan y su viabilidad didáctica, es decir debemos evaluar qué sentido tiene enseñar según qué cosas en cada momento, y cómo realizarlo eficientemente en cada nivel de la enseñanza, evitando arrastrar o dar opción a la generación de conceptos erróneos por parte del alumnado e incitando a éste a trabajar desarrollando mecanismos de autoaprendizaje.

1. Mecanismos intrusivos

Los afloramientos objeto de nuestro estudio son excelentes en lo que se refiere a ilustrar las características de los mecanismos intrusivos relativos a diques. El hecho de que los lamprófidos intruyan en un encajante ígneo mucho más antiguo y de color claro, mientras que los lamprófidos presentan su color natural verde oscuro permite el que se pueda ilustrar (p. e. Figs. 3, 6, 9), sin margen de dudas generados por el encajante (cosa que podría suceder con los sillis en el caso de que el encajante fuera sedimentario), los mecanismos de intrusión de diques. Esta es la observación más clara que se puede proponer en el afloramiento a un estudiante no formado excesivamente, y de hecho es la que normalmente se realiza en este afloramiento (aunque de hecho esta observación se puede realizar en multitud de afloramientos en Catalunya que, en general, son más próximos y accesibles a los principales centros universitarios).

2. Clasificación de litofacies

En principio, tanto por lo que se refiere a lógica en la secuenciación didáctica como por criterios de estricta economía de tiempo en el trabajo de campo (para dedicar justamente éste a aquellas actividades que no se pueden realizar en el gabinete) hemos de plantear la clasificación de litofacies ígneas en el campo en un colectivo de alumnos previamente instruidos en el reconocimiento de las texturas ígneas básicas, así como familiarizados con el empleo de la clasificación de Strekeisen y en el reconocimiento *a visu* de los minerales que el correcto empleo de ésta requiere.

Identificación y clasificación de los lamprófidos

La identificación de los lamprófidos y, llegado el caso, su posterior clasificación es un asunto realmente complicado. De hecho, la Subcomisión de Sistemática de Rocas Ígneas de la IUGS (Le Maître *et al.* eds., 1989) ha indicado con claridad que estas rocas deben ser incluidas dentro de un grupo especial de rocas (las lamprofíricas) que incluyen lamprófidos, lamproítas y kimberlitas, y que no sirve por lo tanto para clasificarlas la secuencia normal de la clasificación de Strekeisen (cuantificación del porcentaje de máficos para sucesivamente clasificar la roca siguiendo los diagramas QAPF o

alternativamente los triángulos de clasificación de minerales máficos). La clasificación de las rocas lampróficas en sí misma requiere una clasificación apriorística de la roca; es decir, debemos de una manera algo subjetiva determinar que se trata de una roca de este grupo, para lo que debería recoger una serie de características (condiciones de yacimiento: diques o pequeñas extrusiones; feldespatos y feldespatoides restringidos a la matriz, si existen; extendida alteración hidrotermal de fases minerales presentes tales como olivino, piroxeno, biotita y plagioclasa; presencia de fases minerales primarias poco comunes en una roca ígnea, tales como zeolitas o calcita).

Es evidente que un geólogo algo experimentado puede tener problemas para distinguir en el campo un lamprófido. Con más motivo es difícil que pueda distinguir entre un lamprófido calcoalcalino y uno alcalino, habida cuenta que la distinción de los diferentes tipos de lamprófidos se basa en la presencia o ausencia diagnóstica de fases minerales sólo reconocibles (por lo menos) con el concurso del microscopio petrográfico, tanto por sus características petrográficas específicas como por el hecho de aparecer restringidos a la matriz microcristalina. Analizando el caso concreto que nos ocupa, la IUGS (Le Maître *et al.* 1989) ha establecido que tanto la spessartita como la camptonita se caracterizan por presentar un predominio de la plagioclasa sobre el feldespato potásico (en general, ortosa) en la matriz, siendo su principal diferencia que por lo que, se refiere a los minerales máficos, la spessartita presenta un predominio de hornblenda y/o augita diopsídica (y/o olivino), mientras que la camptonita presenta otros minerales más propios del carácter alcalino de esta roca, como anfíbol marrón (barkevikita o kaersutita) y augita titanada, opcionalmente junto con otros máficos como olivino o biotita. Es muy difícil que un observador entrenado pueda distinguir en el campo *a visu* la hornblenda de los anfíboles marrones, o el diópsido-augita de la augita titanada, en consecuencia no hay que esperar que los alumnos puedan distinguir objetivamente entre lamprófidos calcoalcalinos y alcalinos en el afloramiento que nos ocupa, aunque sí pueden distinguir correctamente como hemos expresado en las descripciones previas entre los diferentes tipos de lamprófidos aflorantes tanto por sus características macroscópicas como por las relaciones cronológicas fácilmente deducibles en el afloramiento.

El alumno que se enfrente al afloramiento debería ser capaz de clasificar los lamprófidos, siguiendo la lógica de la clasificación de Strekeisen, como rocas hipoabisales de composición "basaltoidea", "dolerítica" o "gabroica", afectadas en mayor o menor medida por alteración. Un objetivo didáctico formativo primordial en el afloramiento que nos ocupa consiste en que el alumno alcance por sus propios medios, guiado si conviene por el profesor, esta clasificación. El alumno debiera igualmente ser capaz de distinguir entre una roca "dolerítica 1" y una "dolerítica 2". La introducción por parte del profesor de que estas rocas no son basaltos o gabros sino lamprófidos, y que presentan dos composiciones diferentes, alcalina y calcoalcalina, y llegado el caso la composición de la paragénesis mineral presente en ambas no es una actividad formativa sino en todo caso informativa, y como tal se puede presentar en el afloramiento o en la documentación escrita anexa a la excursión. En todo caso, jerárquicamente debe quedar relegada en el orden de prioridades didácticas (p.e., si se menciona en la explicación que se da en el campo a los alumnos debería hacerse haciéndoles notar que, aunque sea importante científicamente, se trata de información que ellos no pueden obtener por sus propios medios, que los lamprófidos son rocas poco abundantes en la corteza terrestre, y que lo esencial de su trabajo en el afloramiento debe circunscribirse a las relaciones de yacimiento y texturales entre las diferentes rocas ígneas presentes).

Del mismo modo, es evidente que si se pretende evaluar el trabajo de los alumnos en el campo, p.e. mediante una prueba escrita, la citación de que se trata de rocas lamprofíricas de naturaleza camptonítica y spessartítica es del tipo de información cuya reproducción por parte del alumno, separada de una correcta y ordenada (jerarquizada) descripción de las que han sido sus observaciones personales en el afloramiento es de naturaleza memorística y por lo tanto de nulo valor indicativo sobre la naturaleza del trabajo práctico personal (desarrollo de *destrezas o habilidades*) realizado por el alumno en el campo. Lógicamente, si esta información culmina una adecuada descripción de los tipos de roca y condiciones de yacimiento reconocidos en el campo, puede indicar un plus de interés por parte del alumno en la caracterización del afloramiento, expresado en la retención de la información adicional proporcionada por el profesor.

Caracterización de los granitoides

Las rocas leucograníticas que constituyen el encajante de los lamprófidos no presentan, por lo que se refiere a su composición mineral, ningún tipo de problema en lo que se refiere a su clasificación mediante los criterios de Strekeisen. Los únicos problemas con la clasificación de estas rocas están relacionados con las notables variaciones texturales presentes, que oscilan entre facies micrograníticas, facies aplíticas y facies pegmatíticas. En el caso especial de las facies pegmatíticas cabe señalar al alumno el carácter irregular, no confinado entre fracturas, de los cuerpos pegmatíticos, que más bien aparecen en las intercalaciones de fracturas sin-tardomagmáticas del techo de la cámara magmática. Partiendo de la observación de estos cuerpos pegmatoides y de su tránsito frecuentemente aplítico al microgranito se pueden introducir al alumno diferentes conceptos: 1/ Comportamiento reológico de un magma granítico, frágil cuando supera el umbral de menos de un 20 % de líquido intersticial entre cristales (Fernández y Barbarín 1991); este hecho explica el control estructural, en cruces de fracturas sinmagmáticas, de los cuerpos de pegmatitas que forman masas de mayores dimensiones. 2/ Disipación térmica más efectiva en el techo de la cámara magmática y consiguiente "facies de borde" microgranítica del plutón (de escala cuanto menos pluridecamétrica en el afloramiento que nos ocupa), análoga a la observada en la escala centimétrica en el sill de lamprófido del mismo afloramiento. 3/ Enriquecimiento en la fase volátil en el techo de una cámara magmática, con la consiguiente incidencia en la tasa de nucleación de gérmenes cristalinos y su consecuencia directa en la producción, con mínimas variaciones en volátiles, de las texturas granulares pegmatíticas y aplíticas. El profesor que guía la excursión puede hallar criterios adicionales para enriquecer su exposición sobre la génesis de aplitas y pegmatitas en el trabajo de Wampler y Wallace (1998).

Volviendo al conjunto de observaciones generales llevadas a cabo en el afloramiento, este tipo de variaciones texturales están asociadas con el nivel estructural del batolito disectado por la erosión, que aparentemente puede ser muy somero en este caso. La presencia de las litofacies presentes es útil a la hora de refrescar conocimientos de clasificación (esencialmente texturales) que se entiende que ya han sido introducidos a los alumnos en las sesiones de gabinete previas a la excursión. Igualmente, en la puesta en común de los datos trabajados en el afloramiento por los alumnos,

el profesor puede servirse de estas variaciones texturales para hacer razonar a los alumnos, retomando los conceptos teóricos ya impartidos e ilustrando sobre el terreno en un esquema estructural del batolito el punto sobre el que se está trabajando. Este tipo de esquemas y discusiones sobre el terreno son muy útiles en especial si los alumnos han tenido o van a tener sucesivamente la ocasión de estudiar un afloramiento más típico, texturalmente hablando, de una roca granítica de modo que se puede sobre el mismo esquema hacer sucesivas observaciones en diferentes afloramientos. Este tipo de trabajo permite por otra parte introducir el concepto de espesor finito del plutón (limitado a lo sumo a unos pocos Km), a priori no muy evidente intuitivamente (ni por la clásica iconografía de los manuales petrológicos, al representar secciones geológicas con granitos) y que en la naturaleza sólo se puede observar en una sección completa en grandes cordilleras como el Himalaya o los Andes.

SECUENCIA DE LAS ACTIVIDADES A DESARROLLAR CON LOS ALUMNOS EN EL AFLORAMIENTO

0. La primera actividad requerida es la contextualización del yacimiento a visitar, que se puede realizar mediante una breve explicación y la ayuda del mapa geológico de síntesis de Catalunya y de la hoja de Palafrugell del mapa geológico 1:25.000 del ICC. En general se puede realizar al abrigo del viento y ruidos en el aparcamiento de la cala de Aiguablava, de modo que si se les indica al final de la explicación, los alumnos pueden fijarse al acceder al afloramiento en los diques verticales aflorantes en el tramo norte de la cala (Fig. 1).

1. Caracterización del encajante leucogranítico, localización y descripción de los diferentes tipos texturales, clasificación mineralógico-modal de las litofacies mediante el protocolo de Strekeisen.

2. Ejercitación en el empleo de la brújula geológica, mediante la medición, por grupos de alumnos, de las diferentes estructuras frágiles presentes, como son esencialmente las diaclasas intragraníticas (familias verticales y horizontal) y aquellas que han controlado el emplazamiento de los diques, empezando por las que son más evidentes para los alumnos, los diques verticales presentes en el suelo del afloramiento. Hay que hacer ver a los alumnos cómo aprovechar los pequeños escalones en el suelo (esencialmente generados por la familia de diaclasas subhorizontal, que ellos difícilmente perciben en un primer contacto con el afloramiento, a pesar de ser su plano de sustentación, véase la Fig. 6) justamente para percibir con claridad los planos de confinamiento de los diferentes diques.

3. Realización de cortes geológicos e intentos de esquemas tridimensionales donde los alumnos lleguen a reproducir la disposición del encajante y los diques verticales.

En estas actividades es interesante que los alumnos desarrollen su actividad en grupos no superiores a 4-5 alumnos, y que cada uno de ellos se responsabilice de un juego de mediciones realizadas personalmente que luego confrontará con el resto de compa-

ñeros, del grupo y la clase, en la puesta en común. Es muy importante que los alumnos desarrollen la actividad de medición de los planos que han facilitado el acceso de los magmas ya que sin duda la actividad inicial (en un orden secuencial) que deben asimilar en este afloramiento es el emplazamiento de los cuerpos de rocas hipoabisales y su control tectónico, para después tener ya un cuadro tridimensional en el que ir a buscar las intersecciones de cuerpos de rocas ígneas basadas en las estructuras y texturas internas de éstos. Comenzar la actividad de otro modo, con alumnos no experimentados en el trabajo de campo conduce a su desorientación, pérdida de interés y falta de motivación en todo el trabajo de autoaprendizaje que se les requiere, con lo que se limitan a esperar pasivamente las explicaciones predigeridas que les suministre el docente.

Problemas y estrategias de resolución. En este primer estadio del trabajo, los principales problemas que hemos detectado a lo largo de aproximadamente un decenio realizando excursiones regularmente cada curso (con alumnos universitarios de cursos introductorios de petrología ígnea, tanto de las licenciaturas de geología como de ingeniería geológica), son en general una deficiente formación de los alumnos en habilidades de campo: pasividad, carencias notables en el levantamiento de croquis y cortes geológicos (problema recurrente: deficiente formación en modelización tridimensional), carencias en el empleo de la brújula, carencias en el reconocimiento sobre el terreno de los minerales básicos constitutivos de las litofacies, falta de conocimiento de los diagramas básicos de clasificación de Strekeisen. Estas carencias han ido agravándose gradualmente, a medida que hemos recogido el fruto de la supresión gradual de la geología en la enseñanza secundaria y, más directamente, de una asignatura generalista de geología general con una importante dotación de didáctica práctica en el campo en el primer curso de la carrera universitaria. Además es posible que a estas influencias evidentes en un rendimiento peor podamos añadir otras carencias más genéricas relacionadas con la aplicación de la reforma en la enseñanza secundaria, cuyo análisis y corrección escapan de nuestras posibilidades directas y, en todo caso, de los objetivos de este trabajo.

Buena parte de estos problemas se pueden resolver con una correcta planificación y con la preparación de los alumnos en las sesiones previas de prácticas de gabinete. Es preciso enseñar los rudimentos básicos del trabajo de campo (mecanismos de construcción de un esquema geológico: escalas, orientación, tramas de representación, etc.) aunque en dichas prácticas no se lleve a cabo directamente la construcción del corte geológico; éste se realizará en el campo, dedicando el tiempo suficiente con los alumnos y evitando el dar por supuesto que éstos han adquirido ya las habilidades necesarias para su confección. Del mismo modo debe procederse con la toma de mediciones con la brújula geológica, y para que el alumno adquiriera la costumbre del empleo de las notaciones estructurales. Por lo que se refiere al material requerido para la realización del trabajo de campo (y del estudio del material de visu en las prácticas de laboratorio) debe insistirse al alumno desde inicio de curso en la necesidad de que disponga y trabaje habitualmente con una lupa de aumento adecuado (de entre x10 a x16), y a que trabaje con una superficie de la roca libre de pátinas y recubrimientos; hay que insistir también en que se acostumbren a trabajar con otras sencillas herramientas de corte naturalista (navaja, vidrio, gotero con ácido) que parecen desterradas de nuestras prácticas, posiblemente porque no insistimos suficientemente a los alumnos sobre lo importante que es un correcto protocolo de identificación de los minerales sobre el terreno, en especial cuando se carece de experiencia en estos menesteres).

Finalmente, aunque parezca trivial, muchos de los problemas de clasificación que presentan nuestros alumnos en el campo se pueden corregir insistiendo en que destinen específicamente una libreta de campo a estas prácticas (que pueden empezar a utilizar en las de gabinete) y procedan a adherir una fotocopia de los diagramas de Strekeisen en las contraportadas, se entiende que se les instruye en su empleo específicamente antes de realizar la excursión. No hay que decir que toda esta preparación para la excursión es necesaria, con más motivo, si afrontásemos ésta destinándola a un alumnado de secundaria o en todo caso a un público no experimentado o no específicamente geológico.

4. Caracterización y clasificación tentativa de los lamprófidos (según los criterios genéricos de la clasificación de Strekeisen).

5. Descripción detallada de las características estructurales y texturales del sill, y levantamiento de un esquema de éstas en sección vertical. Estudio de las relaciones intrusivas en la zona de cruce del dique vertical y el sill.

Problemas y estrategias de resolución. Ya ha sido comentada la problemática asociada a la clasificación de los lamprófidos. Es importante dejar claro a los alumnos que no se pretende que ellos clasifiquen o identifiquen a los lamprófidos como tales, y hacerles ver las limitaciones inherentes a toda clasificación petrológica, en especial si se realiza sobre el terreno sin el concurso del microscopio petrográfico. El segundo tipo de problemas radica en el reconocimiento de las estructuras y texturas internas del sill, en tanto que al serles mostradas posiblemente por primera vez pueden resultar difíciles de identificar. De nuevo aquí la estrategia de solución pasa por hacer trabajar a los alumnos con guías precisas por lo que se refiere a la descriptiva que deben realizar sobre el afloramiento. P.e., se les puede suministrar un comparador de superficies de partículas y un metro, y una vez identificadas las texturas porfírica y vesicular se puede proponer que trabajen con estos instrumentos, en grupos de tres o cuatro en el levantamiento del croquis vertical en el que se les requiera específicamente la cuantificación del porcentaje de vesículas, ahí donde existen, y de las acumulaciones de fenocristales, y al realizar posteriormente la puesta en común de los datos obtenidos se puede guiar la explicación que ellos suministren, si no acceden por sus propios medios, a los conceptos de acumulación gravitativa y flujo magmático. Finalmente, el problema clásico de este afloramiento consiste en la no identificación de la cronología correcta de intersección de los diques, o incluso en la ausencia de distinción de tal intersección (interpretación como un único dique que se abre en cruz al hallar la diaclasa horizontal mayor) (Fig. 17). La única manera de evitar este tipo de errores, en el que caen muchos estudiantes que no están acostumbrados a discriminar visualmente entre cuerpos de roca oscuros de textura comparable, es insistir en que realicen antes de cualquier interpretación un croquis en el que reproduzcan en detalle las texturas características propias del borde de los diques (borde afanítico de enfriamiento y vesiculaciones adyacentes). Además, la acumulación de derrubios en la plataforma dispuesta frente a la intersección de los diques (producida en el curso de los últimos 50 años, en parte debido a las excursiones geológicas) despista a muchos estudiantes al taparles el substrato donde aparece el resto del dique vertical de modo que se ha de hacerles notar este detalle antes de comenzar la actividad.

5 bis. Exposición de los criterios para distinguir en una secuencia de materiales más compleja que la del afloramiento (típicamente, sedimentaria) un sill de una colada de lava. Esta actividad es particularmente interesante si durante la excursión los alumnos visitan afloramientos de coladas basálticas, ya sea de las correspondientes al volcanismo mio-plioceno del Empordà o del cuaternario de la Garrotxa, o si se ha tenido ocasión de comentar en detalle este tipo de cuerpos ígneos en clase. Por lo tanto, esta actividad puede desarrollarse en este afloramiento, a posteriori en el curso de la misma excursión didáctica al afrontar el estudio de una colada de lava, o incluso a posteriori en el aula realizando una revisión de las observaciones realizadas en el campo.

6. Modelo de funcionamiento de una cámara magmática. El sill de camptonita puede utilizarse con fines didácticos como modelo a escala de cámara magmática, en el que se pueden ilustrar fenómenos tales como el flujo magmático, los mecanismos de disipación de energía en los márgenes de una cámara magmática y las secuencias texturales que comporta, la evolución magmática por cristalización fraccionada y acumulación gravitativa de los fenocristales, la intrusión forzada (lateral, en este caso) y el magma *stopping* (haciendo ver al alumno lógicamente que independientemente de las morfologías aparentes en el afloramiento el estudio del total de éste muestra

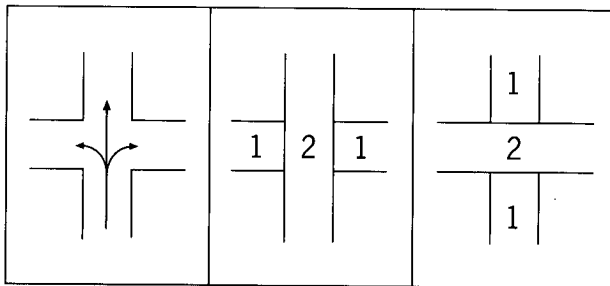


Fig. 17. Posibles geometrías en la confluencia de los dos diques. Dado que ambos lamprófidos presentan un color verde oscuro que resalta sobre el rosado del leucogranito a priori un estudiante no experimentado puede considerar tres posibles casos, de izquierda a derecha: se podría tratar de un único relleno magmático, de un sill posteriormente intruido por un dique vertical, o de un dique vertical intruyendo al leucogranito y a su vez siendo intruido por el sill. Este último es el caso real y debe ser deducido por los estudiantes sobre el terreno estudiando la zona de confluencia de ambos diques (Figs. 3, 15 y 16) estudiando las estructuras internas de los lamprófidos (facies afaníticas de enfriamiento en el margen del dique, concentración de vesículas y amígdalas junto al margen de cada dique) y constatando su desaparición en el caso del dique vertical en el contacto con el sill).

Fig. 17. Hypothetical geometry at the crossing zone of two orthogonal dikes. Taking into account that both show a dark green colour against the leucocratic main host rock a priori an untrained student can consider three cases, from left to right: a continuous unitary magmatic filling, a sill subsequently intruded by a vertical dike, or a dike subsequently intruded by a sill. This is the true case in the outcrop and might be deduced for the students looking the inner structures of the lamprophyric dikes at the crossing zone (Figs. 3, 15, 16). The most prominent are: aphanitic cooling margins of the dikes, vesicular or amigdaliferous facies concentrated parallel to the margins of the dikes; we must note the disappearance in the case of the vertical dike against the contact with the sill).

justamente que no existe este mecanismo eruptivo. Este tipo de actividad debe afrontarse con el concurso de un pizarrín que permita ilustrar gráficamente al profesor estos procesos frente al afloramiento (y opcionalmente con paneles con fotografías y esquemas como las que se ofrecen en el trabajo previamente preparadas, Figs. 14 y 17); y se trata esencialmente de una actividad que debe suscitar y desarrollar el profesor, interrogando y haciendo participar a los alumnos directamente en la explicación.

VALOR E INTERÉS DE ESTE AFLORAMIENTO

En ocasiones no sabemos valorar las cosas que tenemos más próximas si no es por comparación con otras universalmente reconocidas como muy importantes. Es algo que está enraizado en la naturaleza humana; de hecho, todas las clasificaciones científicas (y en particular la de las rocas ígneas) están basadas en la comparación con patrones que consideramos términos válidos de referencia.

Por este motivo parece útil comparar este afloramiento del sill de Aiguablava con el clásico del sill de Salisbury Crags (Holyrood Park, Edinburg, Escocia) donde Hutton, uno de los padres de la geología como ciencia, dedujo la naturaleza ígnea del sill, esto es, que éste se había formado por la inyección forzada de un magma líquido que al enfriarse cristalizó dando una roca. Aunque hoy nos parezca increíble, hasta ese momento la escuela dominante en geología en relación con la génesis de las rocas era la neptunista (promovida por la escuela del alemán Werner) que postulaba que todas las rocas incluyendo las ígneas como el granito o el basalto se generaban por sedimentación en los fondos marinos.

James Hutton (1726-1797) realizó sus observaciones en la que se conoce como Hutton's Section, situada unos 400 m al oeste de la colina de Arthur's Seat. Este afloramiento de significado histórico en el desarrollo de la geología como ciencia ha sido reiteradamente visitado, en parte gracias a su accesibilidad (está situado en el núcleo urbano de Edinburg, aproximadamente 1 km al este del centro de la ciudad), y ha sido objeto recientemente de excelentes obras divulgativas por parte de la Edinburg Geological Society (2000) y por parte de la University of Edinburg (<http://www.glg.ac.uk/courses/field/holyrood>), que organiza tanto visitas de cursos introductorios de geología como de expertos de todo el mundo aprovechando reuniones científicas internacionales.

Las características objetivas de observación son muy buenas, ya que en su conjunto el parque presenta muy escasa cobertura arbórea y el sill constituye un marcado relieve visible desde las proximidades del palacio real de Holyrood hasta la zona de Arthur's Seat. En la Hutton's Section el sill presenta unos 20 metros de potencia, está emplazado en el seno de unas areniscas de edad carbonífera, y presenta unas litofacias de borde superior e inferior caracterizadas por un tamaño afanítico y un color rojizo, que corresponde a un enfriamiento más acelerado del magma junto a su encajante. El sill presenta un incremento marcado de cristalinidad hacia el centro, y un color oscuro, casi negro, así como un desarrollo grosero, decimétrico, de disyunción columnar correspondiente al enfriamiento lento de este sector central, con disipación de la energía mediante células convectivas, un fenómeno bien conocido en intrusiones y coladas lávicas de espesor considerable.

Las superficies superior e inferior del sill presentan pequeñas apófisis intrusivas en las areniscas, en general en forma de pequeños filoncillos inyectados a partir de fracturas menores en el seno de las rocas sedimentarias. En la sección tipo se observa que la inyección forzada del magma ha desplazado algún bloque de dimensiones de decimétricas a métricas del substrato, análogamente a lo visto en Aiguablava (Fig. 18). Este hecho ya fue observado y descrito por Hutton e ilustrado por su compañero de investigaciones Sir John Clerck (McIntyre y McKirdy 2001). En las facies de borde afaníticas, especialmente en el contacto superior, aparecen preservadas vesículas (principalmente subesféricas, Fig. 19) producto de la exholución del gas presente en el magma, durante su emplazamiento, “congeladas” por el enfriamiento precoz de este sector.

En síntesis, podemos resumir que comparando ambos sills el conjunto de evidencias macroscópicas de un emplazamiento intrusivo disponibles en la sección clásica en Salisbury Crags aparecen igualmente en Aiguablava, siendo además este afloramiento de la Costa Brava catalana sensiblemente más rico en estructuras magmáticas que permiten reconstruir la historia intrusiva del afloramiento.

CONCLUSIONES

1. Interés científico de los afloramientos. El afloramiento de Aiguablava es muy singular por presentar asociados espacialmente lamprófidos de edades y composiciones muy diferentes, en excelentes condiciones de exposición. Además, el encajante presenta una amplia variedad textural de rocas plutónicas que puede ser aprovechado muy ventajosamente desde un punto de vista didáctico. Con todo, la singularidad más marcada y el mayor interés petrológico de este afloramiento reside en las inusuales condiciones de observación de los mecanismos intrusivos de rocas hipoabisales asociadas al sill de camptonita, que no sólo se limitan a la presencia de concentraciones gravitativas de fenocristales sino que incluyen evidencias claras de flujo magmático, estructuras direccionales y evidencias de intrusión forzada en el leucogranito encajante; así como buenas indicaciones indirectas referidas a la profundidad relativamente somera de emplazamiento (vesiculación avanzada de los márgenes del sill).

2. Interés didáctico objetivo de los afloramientos, ventajas y problemas que objetivamente plantean. Los afloramientos de diques de lamprófidos de Aiguablava gozan de una merecida fama y han sido objeto de excursiones didácticas regulares desde hace decenios. Sólo por las relaciones intrusivas elementales no es indispensable su uso como afloramiento didáctico, y se justifica mal en términos de economía (en particular, de tiempo disponible para trabajo en el campo con el alumno, parámetro reiteradamente reducido en sucesivas reformas de plan de estudio en los últimos 10 años) para comitivas que procedan de los alrededores de Barcelona que únicamente recojan este objetivo.

El quimismo de los diques dominantes no es el propio de una roca común, presenta problemas evidentes de clasificación, en particular en el campo (Le Maître *et al.* 1989) y ha introducido reiteradamente la falsa impresión en el alumnado de que se trata de rocas importantes (por su supuesta abundancia) en la corteza terrestre. Este

efecto es particularmente dañino cuando el alumnado que acude a la excursión actúa a posteriori como docente en secundaria, porque transmite de nuevo este error conceptual notable a su alumnado.

3. Tipo de actividades propuestas y público al que van dirigidas. Sin embargo, a pesar de estas dos limitaciones el resto de las características, excepcionales, científica y didácticamente, de estos afloramientos aconsejan sin duda la continuación del uso de estos afloramientos en didáctica de las ciencias de la Tierra, y en particular de petrología ígnea. La información que se incluye en este trabajo, eminentemente descriptiva, permite que el docente que no conoce el afloramiento pueda preparar en una sencilla visita previa la excursión didáctica, y las actividades propuestas permiten que adapte sus disponibilidades de tiempo en el campo al público potencial (p.e., al grado de conocimiento de los estudiantes de un temario de petrología ígnea general) mostrando en modelos de escala reducida diferentes conceptos petrológicos de primer orden (mecanismos de disipación de energía y cinética de cristalización; mecanismos de intrusión forzada lateralmente, mecanismos de caídas de xenolitos del encajante en una cámara magmática de escala reducida, modelos de funcionamiento de una cámara magmática de escala reducida, etc.), al tiempo que permite que el alumno adquiera los criterios tridimensionales fundamentales. Un aspecto fundamental que también se puede trabajar *in extensum* es el de la relación de los modelos intrusivos con la tectónica dominante en contexto cortical frágil (intrusiones someras). El público potencial de este afloramiento abarca desde un estudiante de secundaria o un adulto interesado en el turismo cultural hasta un especialista en mecanismos intrusivos.

Del mismo modo, un alumno o grupo de alumnos que siga este trabajo debiera ser capaz de desenvolverse independientemente en el campo en este afloramiento (actividades de autoaprendizaje), extrayendo un conocimiento suficiente así como una noción precisa de la importancia de este afloramiento y de la necesidad de preservarlo en sus condiciones actuales, evitando nuevas actividades de extracción de muestras como las que lo han mutilado especialmente en el curso de la última década del siglo XX.

Una última conclusión de este trabajo es que el tipo de actividades que se pueden realizar en este afloramiento, y los resultados científicos que de ellas se pueden derivar, coinciden a grandes trazos con las realizadas por algunos de los padres de la petrología moderna (como Hutton, Harker y otros, en el periodo que va de finales del siglo XVIII a finales del siglo XIX) en Escocia. Sirva este recordatorio para valorar en su justa importancia el papel primordial de las observaciones descriptivas de tipo naturalista (de campo y petrográficas), en ocasiones tan denostadas, que son la base para un correcto planteamiento de estudios geológicos, en este caso petrológicos, más avanzados.

AGRADECIMIENTOS

Las excursiones didácticas universitarias con visita a Aiguablava han sido un gozoso deber compartido durante más de diez años con G. Alías, P. Enrique y M. Liesa, compañeros de departamento en la Universitat de Barcelona, y como en todo estudio generado en un ambiente de trabajo colectivo debo expresarles mi reconocimiento por las muchas influencias que han aportado a este trabajo. Con todo, mi

agradecimiento es aún mayor a los alumnos de Geología e Ingeniería Geológica que nos han acompañado en las citadas excursiones, porque ellos me han enseñado que sólo se aprende de verdad cuando debemos transmitir el conocimiento a otros, y que se puede regresar muchas veces a un mismo afloramiento y seguir aprendiendo cosas nuevas en cada ocasión.

El Dr. A. San Miguel Arribas, catedrático jubilado de Petrología de la UB y antiguo director del Museu de Geologia de Barcelona tuvo la amabilidad de cederme un amplio juego de fotografías de este afloramiento, procedentes de su actividad didáctica, algunas de las cuales han sido aprovechadas en este trabajo por su valor histórico.

BIBLIOGRAFÍA

- Anónimo, 2000. Discovering Edinburgh's Volcano. A Geological Guide to Holyrood Park. *Edinburgh Geological Society - Scottish Natural Heritage*. Desplegable en hoja única, ISBN 0-904440-12-5.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P. y Solé Sugrañes, Ll.. 1979. Evolución tectonostratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, **14**: 242-270.
- Azambre, B. 1967. Sur les roches intrusives sous saturés du Crétacé des Pyrénées (picrites, teschenites, monchiquites, syénites néphéliniques). 147 pp. *Thèse 3ème Cycle, inéd., Lab. Pétrographie, Fac. Sciences de Paris, Paris*.
- Bixel, F. 1987. Le volcanisme Stephano-Permien des Pyrenées. Petrographie, minéralogie, géochimie. *Cuadernos Geología Ibérica*, **11**: 41-55.
- Castañares, L. M., Robles, S., Gimeno, D. and Vicente, J. C. 2001. The submarine volcanic system of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian basin, Northern Spain): Stratigraphic framework, facies and sequences. *Journal of Sedimentary Research*, **71** (2): 318-333.
- Carreras, J. & Gimeno, D. 1999. Geotop Aiguablava. *Fitxa tècnica digital (inèdita). Inventari de geotops, Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya, Barcelona*.
- Fernández, A. N., and Barbarin, B., 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves, in Didier, J., and Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite Petrology, Elsevier, Amsterdam*, p. 263-275.
- Ferrés, M. 1998. Le complexe granitique alcalin du massif du Cadiretes (Chaînes cotières catalanes, NE de l'Espagne): étude pétrologique et géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et Rb-Sr. *Terre et Environment*, **13**: 1-198. Université de Genève.

-
- Harker, A. 1909. *The natural history of igneous rocks*. 384 pp Methuen & Co., London.
- ICC (Institut Cartogràfic de Catalunya). 2000. Palafrugell, *Mapa geològic de Catalunya* 1:25.000, **335-1-1** (79-25).
- Le Maître, R. W. (Ed) 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 193 pp. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford.
- McIntyre, D. B. y McKirdy A. 2001. James Hutton. The founder of Modern Geology. *National Museums of Scotland Publishing Limited*, 51 pp, Edinburgh.
- Montoto, M. 1967. Estudio petrológico y petrogenético de las rocas graníticas de la cadena litoral catalana. 25 pp, *Resumen de Tesis Doctoral, Secretariado de Publicaciones, Intercambio Científico y Extensión Universitaria, Universidad de Barcelona*, Barcelona.
- Philpotts, A. R. 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology, 498 pp *Prentice Hall*, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Pichler, W. S. 1993. The nature and origin of granite. 321 pp. *Blackie Academic & Professional*, London.
- San Miguel Arribas, M. 1956. Características estructurales del granito de la Costa Brava y su significación petrogenética. *Estudios Geológicos*, **29-30**: 94-134.
- San Miguel de la Cámara, M. 1924. Algunas rocas nuevas para España. *Bol. Real Soc. Esp. de Historia Natural*, **XXIV**, febrero 1924: 1-11.
- Walker, F. 1940. The differentiation of the Palisades diabase, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, **51**: 1059-1106.
- Wampler, J. M. Y Wallace, P. 1998. Misconceptions of crystal growth and cooling rates in the formation of igneous rocks: the case of pegmatites and aplites. *Journal of Geoscience Education*, **46**: 497-499.