

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE PILANCONES:
CONSIDERACIONES GENÉTICAS,
EVOLUTIVAS Y PALEOAMBIENTALES**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

David Domínguez Villar

Bajo la dirección de los doctores:
Javier de Pedraza Gilsanz y Rosa María Carrasco González

Madrid, 2007

ISBN: 978-84-669-3127-4

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE PILANCONES:
CONSIDERACIONES GENÉTICAS,
EVOLUTIVAS Y PALEOAMBIENTALES**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

David Domínguez Villar

Bajo la dirección de los doctores:

Javier de Pedraza Gilsanz
Rosa María Carrasco González

Madrid, 2007

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE PILANCONES:
CONSIDERACIONES GENÉTICAS,
EVOLUTIVAS Y PALEOAMBIENTALES**

Tesis Doctoral

DAVID DOMÍNGUEZ VILLAR

2007

Directores:

Dr. Javier de Pedraza Gilsanz
Dpto. de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

Dra. Rosa María Carrasco González
Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera
Facultad de Ciencias del Medio Ambiente
Universidad de Castilla-La Mancha

Esta Memoria es presentada por D. David Domínguez Villar para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas. Ha sido realizada bajo la dirección del Dr. Javier de Pedraza Gilsanz y la Dra. Rosa María Carrasco González, en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

Madrid, 2007.

El Doctorando

Los Directores de la Tesis

Fdo. D. David Domínguez Villar

Dr. Javier de Pedraza Gilsanz
UCM

Dra. Rosa María Carrasco González
UCLM

RESUMEN

Los pilancones, también denominados gnammas, son una de las formas menores más típicas de los paisajes graníticos. Son cavidades erosivas desarrolladas generalmente en superficies rocosas de poca pendiente que acumulan el agua de lluvia. Sus diámetros son generalmente decimétricos a métricos, y desarrollan profundidades de varios centímetros o incluso metros. Su formación y evolución no tienen relación alguna con cursos fluviales, y se deben a la meteorización potenciada por la acumulación del agua de lluvia.

Los pilancones son probablemente la forma menor del granito más interesante para la obtención de información evolutiva y paleoambiental. Las dimensiones de la cavidad pueden ser en sí mismas un registro de la duración de los procesos de meteorización. Además las paredes del pilancón que quedan fuera del alcance del agua acumulada pueden registrar perfiles complejos, que permitan evaluar periodos con distinta intensidad de la meteorización. Por ello se plantea una hipótesis de partida que sugiere que los pilancones pueden ser formas que registren información cronológica y/o paleoambiental desde su momento de formación. Para ello se ha realizado un estudio morfométrico de pilancones y se ha desarrollado una monitorización sobre unos pocos pilancones seleccionados, que permita estudiar con detalle su morfogénesis.

Para contrastar las hipótesis de partida se han realizado una serie de experimentos que pretenden comprobar la influencia de algunos factores que pueden determinar las dimensiones de las cavidades, como son la litología, el clima o la edad. Por ello los pilancones estudiados se concentran en estaciones de medida, con unas características muy concretas. Las estaciones se desarrollan en localidades con litologías, climas y edades bien diferentes. Para ello ha sido necesario el estudio de pilancones en seis zonas distintas, Patagonia, Minnesota, SW de Escandinavia, Serra da Estrela, Sierra de Guadarrama, y desiertos de California, en los que se han localizado trece estaciones de medida de pilancones. Cada estación incluye un número de ejemplares que oscila entre 50 y 100 pilancones, que se acompaña de observaciones de otras cavidades del entorno, así como su relación con el contexto geomorfológico. La ubicación de estas estaciones comprende zonas con un amplio conocimiento de la geología y geomorfología regional, y en la medida de lo posible se han seleccionado emplazamientos con una edad de la superficie sobre la que se desarrollan los pilancones a priori conocida.

El seguimiento de la dinámica de algunos pilancones en sistemas activos puede permitir evaluar la importancia de los distintos procesos de meteorización, así como establecer tasas de erosión de las cavidades. Con ello se establecen comparaciones entre la edad de los pilancones de las diversas zonas estudiadas, y las estimaciones obtenidas durante la monitorización. Pero por otro lado se establecen posibles relaciones entre la evolución de las condiciones ambientales a lo largo del año y la intensidad de los procesos de meteorización. De este modo se puede valorar si variaciones en parámetros ambientales son capaces de modificar las tasas de meteorización, lo que pudiera tener una repercusión morfológica en los pilancones. Por último, se comparan los registros de los pilancones con robustas series paleoambientales para ver posibles similitudes.

AGRADECIMIENTOS

Todo aquel que conozca las especiales circunstancias que rodean la elaboración de esta tesis doctoral, son conscientes del extraordinario esfuerzo que ha sido necesario para sacarla adelante. Su finalización es el resultado de la testarudez del que cree en la dignidad del individuo y que defiende sus principios frente a aquellos que con el ejercicio del poder que el sistema les ha otorgado pretenden la imposición de su criterio por encima de cualquier lógica y respeto. Es por tanto una lucha de David contra Goliat y del individuo contra las imperfecciones del sistema. Sin embargo, es claro que el esfuerzo de una sola persona es baldío sin unos apoyos mínimos que le permitan avanzar. He de dar gracias de que este haya sido mi caso. Tengo la inmensa fortuna de tener unos amigos extraordinarios, que me han apoyado en los momentos más duros. Me han prestado ese ánimo absolutamente imprescindible para que toda moral, por férrea que se piense, no sucumba en un profundo desánimo. Llegado el momento de arrimar el hombro, no se han quedado atrás, y su actitud positiva, colaboradora y siempre generosa me ha permitido finalmente salvar los escollos que este complejo sistema me había cruzado en el camino. Por ello, todos aquellos, viejos amigos y nuevas amistades que leéis con cariño estas líneas, habéis de saberos colaboradores imprescindibles de parte de esta obra, ya que sin vosotros llevarla a buen puerto hubiera sido todo lo imposible que en un principio parecía.

Sin duda alguna mi primer reconocimiento es para mis directores Javier y Rosa, que en un ambiente de crispación y bajo el riesgo de la sospecha y el rumor, decidieron apoyarme por convicción y amistad por encima de las repercusiones. Sin duda su respuesta ante la encerrona en la que les metí creo que es más que digna, honorable, y por ello tienen mi amistad y gratitud.

Son de agradecer esos buenos momentos que compartí con mis extraordinarios compañeros en el Departamento de Estratigrafía. A Belén y Pero, a Bea, a Raúl y por supuesto a David para el que me temo seguiré siendo “el espeleotémico”. A todos ellos gracias por aguantar mis penurias y saber llevarlas de la mejor de las maneras. Mi agradecimiento a todo el esfuerzo volcado en mí en ese departamento, a Charito, Modesto, Tote, Beatriz, Maribel, y sobre todo a Gilberto, que siempre estuvieron dispuestos a echarme un cable hasta el último momento. También dar gracias a Perico y aquellos profesores que me tendieron una mano en algún momento. No olvido los extraordinarios momentos que en esa casa he vivido y que me llevaré por encima de todo.

A los compañeros de la promoción: a Julia, David, Piña, Illán, Berta, Tonio, Carlitos, y Santi, para los que siempre seré “el niño del granito”. Por su apoyo todos estos años, por esa mano a tiempo que siempre aparece cuando se necesita y por seguir ahí después de tanto tiempo, gracias; a pesar de tener que soportar que llamaseis charcos a mis pilancones.

A mis amiguetes de la Universidad Autónoma de Madrid, a los que debo muchísimo como bien saben. A Fernando, a Martita, a Miguel y Graciela, a Blanca y Encarna, les agradezco su apoyo así como que me admitiesen con los brazos abiertos. Todo esto fue posible gracias a Juan Antonio González que me brindó un imprescindible apoyo. A él le agradezco que pese a su interés por “quemar” la universidad para poder salvarla, incluyéndole a él dentro, al menos esperase lo justo para que yo pudiese terminar mi trabajo. A Carlos Arteaga y Charo García Giménez, con los que entre manos nos traemos los más insólitos experimentos, que uno sabe como empiezan aunque jamás como acaban. La parte más analítica de esta tesis se ha realizado gracias a ellos, por lo que les debo mil gracias. Estoy encantado de haber podido conocerles mejor y descubrir las extraordinarias personas que son. Bien saben cuan responsables son de que buena parte de este trabajo haya podido salir adelante.

A Daniel Ferrer le agradezco que me diese acceso las fotografías aéreas de Torres del Paine, así como a otras valiosas informaciones. A Jara Vasallo tengo que agradecer el reconocimiento de organismos del pilancón. Espero que en algún momento podamos proseguir la exploración de

ese apasionante mundo en el que me introdujo. A Esperanza Montero por la generosa disposición siempre que se ha necesitado el material del Departamento de Geodinámica, así como por encargarse y preocuparse de que todo estuviese en orden y a punto. A mis coleguillas, Luis y Ramón por estar dispuestos a ir en bici al fin del mundo, o ir con pico y pala allí donde se necesite; incautos que no sabían con quien se jugaban los cuartos.

A la gente de la Universidad de Minnesota tengo que estarles muy agradecido por los medios que pusieron a mi disposición, pero sobre todo por ayudarme a entender y plantear los problemas científicos con mayor rigurosidad. A Larry, Hai y Xianfeng gracias por las dataciones, y por todo lo demás. A Erik Smith tengo que agradecerle su apoyo e interés por mis trabajos con los granitos, que permitió sacar adelante un pequeño trabajo que me dio la autoestima y credibilidad que necesitaba en el momento más duro. A Carrie por esos días de campo que me apartaron del laboratorio y salvaron mi cordura. Por su interés e implicación con mis descabelladas ideas.

A Juan de Dios Centeno por insinuarme las posibilidades de la morfometría de los pilancones. Espero haber respondido a sus expectativas. A Juan Ramón Vidal Romaní y Elena de Uña por sus trabajos en morfología granítica en España, que me dieron ideas muy interesantes para plantear las bases de la investigación. Gracias por seguir mi trabajo de cerca. También agradecer al profesor Twidale sus comentarios básicos y las referencias sobre pilancones, así como su apoyo en mis primeros trabajos. Agradecer a Atle Nesje su interés e información. Otros doctores han prestado su colaboración para mejorar mi conocimiento de las distintas regiones Masamu Aniya, Dario Trombotto, Gonçalo Vieira, a todos ellos les estoy profundamente agradecido.

A Juan que siempre estuvo bien cerca en los momentos duros. Por esas interminables charlas sobre la ciencia y sus límites, por los fenomenales momentos en el campo, por abrirme las puertas a un mundo inaccesible para mí, y que me permitió entrar por la puerta grande a conocer a gente interesantísima. Pero sobretodo por ser ese amigo que escucha incondicionalmente y que hace lo posible y lo imposible.

A mi familia que se ha visto arrastrada en infumables charlas sobre geología y en demoledoras caminatas por la Sierra de Madrid buscando pilancones tras cada bloque o en caminatas nocturnas por Hoyo. Pero sobretodo, por aguantar los tiempos difíciles a mi lado y respaldarme en los momentos en los que la falta de sustento complicaba la continuidad de este proyecto.

Pero sobre todo tengo mucho que agradecer a Laura Razola, que se ha visto arrastrada a los confines del planeta buscando el mejor de los granitos con una mochila a la espalda. Por aguantar estoicamente esas vacaciones en las que el pilanconímetro iba siempre en el equipaje. Por ser la escala perfecta para muchas de mis fotografías pese a todas sus quejas. Por su apoyo en el trabajo de campo y en la elaboración de esta tesis. Aunque sin duda, por estar a mi lado en lo bueno y en lo malo, por haber sido ese hombro imprescindible en las crisis más tensas y haber sabido estar en todo momento a la altura de las circunstancias, ella sabe cuanto le debo.

Por todo esto, a todos ellos, mis amigos, muchas gracias.

“(...) a rain-filled gnamma is the ultimate microcosm; a tiny aquatic island on an island of rock.”

“Un pilancón lleno de agua de lluvia es el microcosmos esencial; una pequeña isla acuática en una isla de roca.”

Descripción de los pilancones localizados en domos aislados en las amplias planicies del sur de Australia.

Ian A.E. Bayly, 1999

A mis amigos

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento	3
1.2 La morfología granítica en el estudio detallado de procesos erosivos	5
1.2.1. Importancia de la litología, estructura y clima	6
1.2.2. Las formas menores del granito	8
1.2.3. Pilancones	9
1.2.4. Convergencia de formas	13
1.2.5. Pilancones complejos y morfologías asociadas	16
1.2.6. Flared slopes	21
1.3 Antecedentes	24
1.2.1. Las primeras referencias y el problema de la terminología	24
1.3.2. La variabilidad litológica y la distribución geográfica y climática	26
1.3.3. La génesis de pilancones y su clasificación	27
1.3.4. La edad de formación de pilancones	30
1.3.5. El detrito del fondo de pilancones y sus mecanismos de evacuación	32
1.3.6. La solubilidad de pilancones en rocas graníticas y medición de las aguas	33
1.3.7. Mediciones de las dimensiones y morfometría en pilancones	35
1.4 Líneas principales de la investigación y objetivos	37
2. METODOLOGÍA	43
2.1. Planteamiento y diseño de la investigación	45
2. 2. Bases del análisis morfométrico de pilancones	49
2.2.1. Criterios para la elección de pilancones válidos para el GMA	49
2.2.2. Medición de pilancones	51
2.2.3. Descripción del estadillo básico para la toma de datos en campo	53
2.2.4. Tratamiento de los datos obtenidos	56
2.3. Monitorización del sistema hídrico de pilancones	58
2.4. Monitorización de las características del detrito de pilancones	61
2.5. Análisis de flared slopes y del contexto geomorfológico de la localidad de estudio	64
3. MARCO REGIONAL DE LAS ZONAS ESTUDIADAS	69
3.1 Descripción general de las zonas	71
3.2. Patagonia Sur (Zona I)	72
3.3. Minnesota (Zona II)	78
3.4. Suroeste de Escandinavia (Zona III)	84
3.5. Serra da Estrela (Zona IV)	89
3.6. Sierra de Guadarrama (Zona V)	95
3.7. Desiertos de California (Zona VI)	102

4. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE PILANCONES	111
4.1. Estación de Torres del Paine (TP)	113
4.2. Estación de Big Stone (BS)	116
4.3. Estación de Djupvasshytta (DJ)	120
4.4. Estación de Lagoa Redonda (LR)	123
4.5. Estación de Curral da Nave (CN)	128
4.6. Estación de Canto Hastial (CH)	132
4.7. Estación de Los Decorados (LD)	136
4.8. Estación de El Yelmo (EY)	140
4.9. Estación de Peña Sacra (PS)	144
4.10. Estación de Valdemanco (VA)	148
4.11. Estación de Bustarviejo (BU)	152
4.12. Estación de Alabama Hills (AH)	155
4.13. Estación de Joshua Tree (JT)	159
5. CARACTERIZACIÓN Y MONITORIZACIÓN DEL SISTEMA	165
5.1. Caracterización básica del sistema	168
5.2. Dinámica del sistema hídrico	171
5.2.1. Oscilaciones diarias	172
5.2.2. Estacionalidad de las oscilaciones diarias	173
5.2.3. Tendencias de medio plazo	176
5.2.4. Síntesis de los parámetros medidos en el sistema hídrico	179
5.3. Propiedades químicas del sistema	181
5.3.1. Oscilación diaria del pH y su relación con el CO ₂ y O ₂ disueltos	181
5.3.2. Estacionalidad de los principales productos de solución del sustrato	182
5.3.3. Determinación de solutos principales	184
5.3.4. Disolución y precipitación de minerales	187
5.3.5. Relación de la química del agua con la disolución y precipitación mineral	193
5.4. Caracterización y monitorización de los depósitos	196
5.4.1. Ordenación superficial del depósito	196
5.4.2. Caracterización del depósito	198
5.4.3. Monitorización en la deposición de detritos	204
5.5. El contorno de la cavidad	208
5.5.1. El lecho	208
5.5.2. Las paredes	211
5.5.3. El exutorio	214
6. CORRELACIÓN DE SUPERFICIES ESTABILIZADAS	217
6.1. Evolución geomorfológica del Valle del Francés durante la deglaciación	219
6.2. Análisis de flared slopes en las estaciones peninsulares	222
6.2.1. Evolución de la nava del Canto Hastial y relación con episodios de exhumación	223
6.2.2. Episodios de incisión y exhumación en el Barranco del Piojo	228
6.2.3. Correlación entre estaciones	233

7. EVALUACIÓN DE FACTORES QUE CONTROLAN LA MORFOLOGÍA	237
7.1. Influencia de la litología en la morfología de pilancones	241
7.2. Importancia del microclima en la morfología de pilancones	242
7.3. Relación de la edad y la morfología de los pilancones	245
7.4. Otras aportaciones acerca de la influencia de los factores en la morfología	251
7.5. Morfología de pilancones situados en ambientes áridos	252
8. LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN EN LOS PILANCONES	255
8.1. Procesos de meteorización del sustrato	258
8.1.1. Procesos de meteorización química	258
8.1.2. Procesos de meteorización física	262
8.2. Procesos de evacuación del material meteorizado	267
8.3. Modelo genético y relación entre los procesos de meteorización y la morfología	269
9. IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES	275
9.1. Registro de información paleoambiental	277
9.2. La frecuencia en el ratio de profundidad y su relación con los cambios del clima	279
9.2.1. Registro de Big Stone	280
9.2.2. Registro de Dijupvasshytta	282
9.2.3. Registros de Serra da Estrela	285
9.3. Indicios de información paleoclimática en otras estaciones	288
10. CONCLUSIONES	291
REFERENCIAS	299
APÉNDICES	315
A-1. Listado de abreviaturas	317
A-2. Trabajos relacionados con la temática de esta tesis	319

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento

Una morfología es el resultado de un proceso o conjunto de procesos llevados a cabo por uno o varios agentes sobre un medio a lo largo de un tiempo determinado (p. ej., Derbyshire, et al., 1981; Pedraza, 1982). Una forma es por tanto el resultado lógico bajo unos condicionantes determinados, y su estudio puede darnos información acerca de su historia evolutiva. Las morfologías que están asociadas a sistemas agradacionales, conllevan un registro contenido en la sucesión de depósitos, como los sediplanos. Dicho depósito tiene un importante valor ya que aporta información acerca del proceso que lo genera y en ocasiones acerca de su cronología, lo cual es una fuente adicional de información muy significativa para concretar la historia evolutiva. Sin embargo, las morfologías erosivas son mucho más complejas de analizar, ya que el propio proceso que genera la forma, destruye en buena medida el registro asociado a ella, borrando definitivamente parte de la información que de él pudiera obtenerse. Sin duda, la historia evolutiva de una morfología erosiva es mucho más compleja de reconstruir si se pretende alcanzar cierto detalle. No obstante, eso no implica que de ella no se pueda extraer una información muy valiosa (p. ej., King, 1968; Twidale y Bourne, 1978a).

Por lo general, la escala de la morfología esta relacionada con la complejidad genética y evolutiva. Una forma de gran tamaño puede involucrar mayor número de procesos actuando conjuntamente, pero también suele representar una mayor duración de su historia evolutiva, en la que además los procesos fundamentales puede variar a lo largo del tiempo. De este modo, las grandes morfologías como superficies de erosión o grandes relieves residuales, están asociadas generalmente a procesos polifásicos, que han podido ser generados en diversos ambientes y que se prolongan durante grandes periodos de tiempo (Ollier, 1960; Twidale y Bourne, 1975; Twidale, 1990). La información que se puede obtener acerca de sus procesos formadores esta en muchos casos limitada a una descripción general en la que se pierden detalles. Por el contrario, el estudio de formas menores o microformas es en general el resultado de una serie de procesos más limitados en el tiempo. Además las variaciones morfológicas registradas pueden ser mucho más sutiles. De este modo, en los mejores casos se puede lograr una precisión en la evolución de una forma similar o superior a aquella obtenida en otros registros agradativos. Ese es el caso de los estudios de scallops en cuevas o de tafonis (p. ej., Curl, 1974; Sancho y Benito, 1990). Sin embargo, es necesario tener un buen conocimiento de los procesos erosivos, de los factores que toman parte, así como del control del tiempo en la evolución.

En el estudio geomorfológico de una forma, tres son las aproximaciones fundamentales: morfografía, morfogénesis y morfoevolución (p. ej., Pedraza, 1996). La morfografía permite dos enfoques generales, la morfometría y la fisiografía. La morfometría determina la cuantificación de los parámetros necesarios para la caracterización de una forma, e incluye las técnicas y métodos empleados para tal fin. La fisiografía atiende a las interrelaciones de las formas en el territorio en el que se ubican, lo cual tiene una menor aplicación en el caso de las formas menores. Por su parte, la morfogénesis engloba el conocimiento de las relaciones entre las formas y los procesos o acciones que las generan. En último lugar, la morfoevolución estudia la sucesión de las formas o relieves a lo largo del tiempo hasta que se establece su configuración actual. Ninguno de los planteamientos descritos debería emplearse de forma única y categórica, ya que la interrelación entre ellos es esencial para la profundización en el entendimiento de la configuración final de

una morfología. Un estudio completo de una forma ha de plantear el máximo número de enfoques posibles. Por ello en este trabajo se ha planteado una aproximación al conocimiento desde la morfometría, la génesis y la evolución.

Bajo este planteamiento, la morfometría o estudio de una forma a partir de la medición de sus dimensiones es una herramienta muy útil que permite la obtención de patrones precisos, la descripción morfológica y la comparación de manera cuantitativa. La obtención de bases de datos cuantitativas conlleva un análisis mediante tratamiento estadístico, lo cual requiere de un número determinado de ejemplares de una población para ser representativo. El reconocimiento de las características dimensionales de una muestra permite la discriminación morfológica, la clasificación o identificación de patrones. Sin embargo, la morfometría en sí sola no permite establecer hipótesis acerca de la génesis o evolución del conjunto de formas medido. El estudio morfogenético permite establecer una relación entre los procesos geodinámicos y la forma, estableciendo un nexo entre la aproximación morfométrica y el contexto en el cual se ha desarrollado. Esta aproximación es esencial para conocer la implicación de los procesos que dan lugar a una determinada forma, y permiten establecer relaciones entre los factores ambientales y las formas. La comparación de los resultados obtenidos mediante la morfometría y la morfogénesis permite la valoración de determinados factores ambientales, e incluso inferir cómo sus variaciones han podido influir en la formación del conjunto de morfologías. No obstante, una forma es el resultado alcanzado en un sustrato por la acción de unos procesos a lo largo de un tiempo determinado. El factor cronológico es esencial en la comprensión de una morfología. Incluso si ésta se supone limitada en el tiempo ha de establecerse un control lo más riguroso posible. La morfoevolución permite concretar una sucesión morfológica que enlaza la morfografía y/o morfogénesis con el factor temporal. Esto permite establecer una sucesión relativa de formas o estados morfológicos así como de determinados procesos, y en algunos casos conocer el momento en el que se desarrollaron y su tasa de formación. Desgraciadamente, por lo general los métodos radiométricos de datación absoluta no son aplicables a la mayoría de los ambientes erosivos, o presentan notables problemas. Por tanto, habitualmente se emplea la datación relativa por medio de correlaciones con otras morfologías, secciones estratigráficas o por criterios de sucesión temporal sobre elementos de edad conocida.

El presente trabajo pretende el estudio pormenorizado de una morfología erosiva muy concreta, los pilancones. Éste tipo de forma menor suele describirse en los tratados de morfologías graníticas en los que también se les denomina pila, rock basin, weathering pit, gnamma, vasque u opferkessel entre otros nombres. Se trata de cavidades de origen centimétrico a métrico desarrolladas en roca descubierta y que se rellenan periódicamente con agua de lluvia. Ésta morfología es una de las formas menores del granito más ampliamente desarrolladas a lo largo de todo el mundo, sin embargo, su génesis concreta sigue planteando numerosos interrogantes. Su formación se relaciona frecuentemente con la disolución de la roca y la meteorización física, sin que los procesos hayan sido descritos en detalle, ni cuenten con un acuerdo entre todos los autores. La existencia de morfologías con distinto grado evolutivo entre áreas recientemente glaciadas respecto a zonas que nunca presentaron glaciares, así como los estudios morfométricos realizados hasta la fecha, parecen indicar que esta morfología pueda encerrar un importante potencial en el estudio cronológico de superficies rocosas (Matthes, 1930). Sin embargo, los trabajos realizados hasta la fecha no han realizado un estudio sistemático en este sentido. Por otro lado, la disparidad de procesos atribuidos a su formación y las aparentes diferencias

en las morfologías descritas, parecen indicar que no todos los pilancones son iguales, y que su forma depende no sólo del estado evolutivo, sino del ambiente en el que han sido formados. Por tanto, el potencial de esta morfología es doble, por un lado puede ser un indicador cronológico relativo de superficies rocosas, y al mismo tiempo parece pudiera indicar las condiciones ambientales bajo las cuales fue labrado.

Entendiendo que el control del tiempo es fundamental en la evolución de una morfología, en este trabajo se ha empleado un gran esfuerzo en realizar una exhaustiva comparación entre patrones morfométricos con la edad de las formas. Se propone por tanto una hipótesis de partida consistente en que determinado patrón morfométrico, el ratio de profundidad, esta influenciado por la evolución de la morfología y por tanto con su edad. Esta hipótesis ya ha sido planteada con anterioridad por otros autores sin explicar las causas o aportar datos definitivos para su validación (Vidal Romaní, 1982; Vidal Romaní et al., 1997; Uña Álvarez, 1999; Uña Álvarez y Vidal Romaní, 2000, Domínguez Villar, 2002). Se pretende establecer, al menos para determinados casos, un criterio cronológico relativo pero suficientemente fiable, que pueda emplearse en aquellas zonas donde el acceso a dataciones absolutas sea limitado. Para conocer la evolución de una morfología el factor temporal es imprescindible, pero no menos necesario es el conocimiento de los procesos por los que se ve afectado. Por tanto, buena parte del trabajo realizado se ha enfocado a un mejor conocimiento de los procesos que afectan a los pilancones, realizando monitorizaciones de sistemas activos. Se trata de entender la relación entre los procesos exógenos y la morfología; como afectan a su evolución y como pueden llegar a relacionarse con la morfometría.

El estudio morfométrico conlleva un tratamiento estadístico de datos. Para ello es necesario el filtrado de información, estudiando sólo los casos más sencillos y evitando la recopilación de información irrelevante que pueda introducir ruido. Por tanto, hay que tener en cuenta que determinados ejemplares han sido descartados sistemáticamente, y que las conclusiones han de ser aplicables a los casos estudiados. Es decir, para poder profundizar de una manera efectiva en el conocimiento de los procesos básicos de los pilancones se han evitado casos complejos, por lo que los resultados de este trabajo no pueden ser indiscriminadamente generalizados, sino que abarcan a una parte de las morfologías tipo pilancón y probablemente no a todas. A pesar del importante esfuerzo realizado por abarcar un importante número de ámbitos, el autor es consciente de que las aportaciones de este trabajo no puedan extrapolarse a cualquier pilancón. Esto es debido a la influencia de factores externos con incidencia puntual, la posibilidad de convergencia de formas y a las posibles diferencias de procesos en distintos ambientes. La intención de este trabajo es por tanto profundizar en el conocimiento de la génesis de los pilancones, al menos en algunos ambientes, y de sus posibles aplicaciones como indicadores geocronológicos y paleoambientales.

1.2. La morfología granítica en el estudio detallado de procesos erosivos

Existe un amplio abanico de formas frecuentemente desarrolladas en zonas con rocas graníticas y que les proporciona un paisaje característico. Por ello, con frecuencia en la clasificación de morfologías se alude al término de morfología granítica, a pesar de que dichas morfologías se desarrollan también en otro tipo de litologías (Godard, 1977; Twidale, 1982; Vidal Romaní y Twidale, 1998, Migón, 2006). En las clasificaciones de las

morfologías graníticas se alude con frecuencia a la escala de la forma para su clasificación. En este trabajo nos vamos a centrar en el estudio de los pilancones que son una forma menor. No obstante, en su interacción con el medio existen otras morfologías que pueden aportar información adicional acerca de los procesos de los pilancones. Tal es el caso de las flared slopes cuyo término se puede traducir por pendientes invertidas (Centeno, 1989) o zapadas (Vidal Romaní y Twidale, 1998), y que también serán estudiadas con cierto detalle para ayudar a comprender la evolución de los pilancones.

1.2.1. Importancia de la litología, estructura y clima

El medio en el cual se desarrolla una forma es en ocasiones muy significativo para su configuración final. Es por ello que muchos tratados de geomorfología tienen en cuenta no sólo los dominios morfogenéticos, sino también los condicionantes litológicos, estructurales o climáticos para la definir un tipo de formas u otras (p. ej., Pedraza, 1996; Serrano Cañadas, 1998; Gutiérrez Elorza, 2001). Desde este punto de vista, la influencia litológica es un factor principal en el caso que nos ataña. Las áreas graníticas por sus peculiaridades litológicas dan una serie de relieves y morfologías asociadas muy características. Todas las morfologías típicas de áreas graníticas pueden reconocerse también en otro tipo de rocas, por lo cual no existe una exclusividad (Fig. 1.1). No obstante, la mayor profusión de ciertas morfologías bajo esta litología favorece su descripción como morfologías graníticas por un criterio de conveniencia para la clasificación. Buena parte de las morfologías graníticas se desarrollan en rocas con similares características. Algunas morfologías desarrolladas en granitos son favorecidas por las características reológicas de esta litología, ya que el desarrollo de fracturas compartimentando el macizo rocoso tiene un patrón característico. Otras formas se deben a la baja porosidad, el carácter isótropo y granular o incluso la composición de la roca. Por tanto, buena parte de las litologías que comparten alguna de estas peculiaridades pueden llegar a generar morfologías similares a las encontradas en áreas graníticas. Algunas litologías donde frecuentemente se encuentran morfologías descritas en parajes graníticos son los gneises, esquistos, cuarcitas, areniscas y en menor medida pero de forma también destacable en conglomerados cementados e incluso carbonatos homogéneos y de baja porosidad (Twidale, 1982).

La estructura de la roca puede ser un importante factor en el desarrollo de algunas morfologías. Ciertas formas graníticas como las A-tent están directamente relacionadas con el estado tensional de la corteza (Twidale y Sved, 1978). Otras formas como los domos tienen una indudable influencia de la estructura, pero son influenciados por otros factores que en algunos casos pueden ser incluso más relevantes (Thomas, 1974). La estructura es importante para la formación de numerosas formas (domos, castle koppies, lanchares, paraestratificación, bolos, coresotones, lajas...), pero su existencia depende más del comportamiento reológico de la roca que de las particularidades tensionales de esa región. Por lo tanto, hay que tener en cuenta que nuestro medio de partida es un medio rocoso fracturado. Es evidente que las zonas con mayor fracturación suelen generar corredores de alteración, donde las morfologías graníticas son menos frecuentes, y también que aquellas zonas de fracturación con patrones verticales o curvos generan determinadas formas mayores. No obstante, la gran mayoría de morfologías graníticas, especialmente las formas menores, no dependen de un contexto tectónico u otro. Por consiguiente, la estructura tiene una importancia significativa, pero sus variaciones no son a priori determinantes para la peculiaridad de la mayoría de las formas menores del granito.

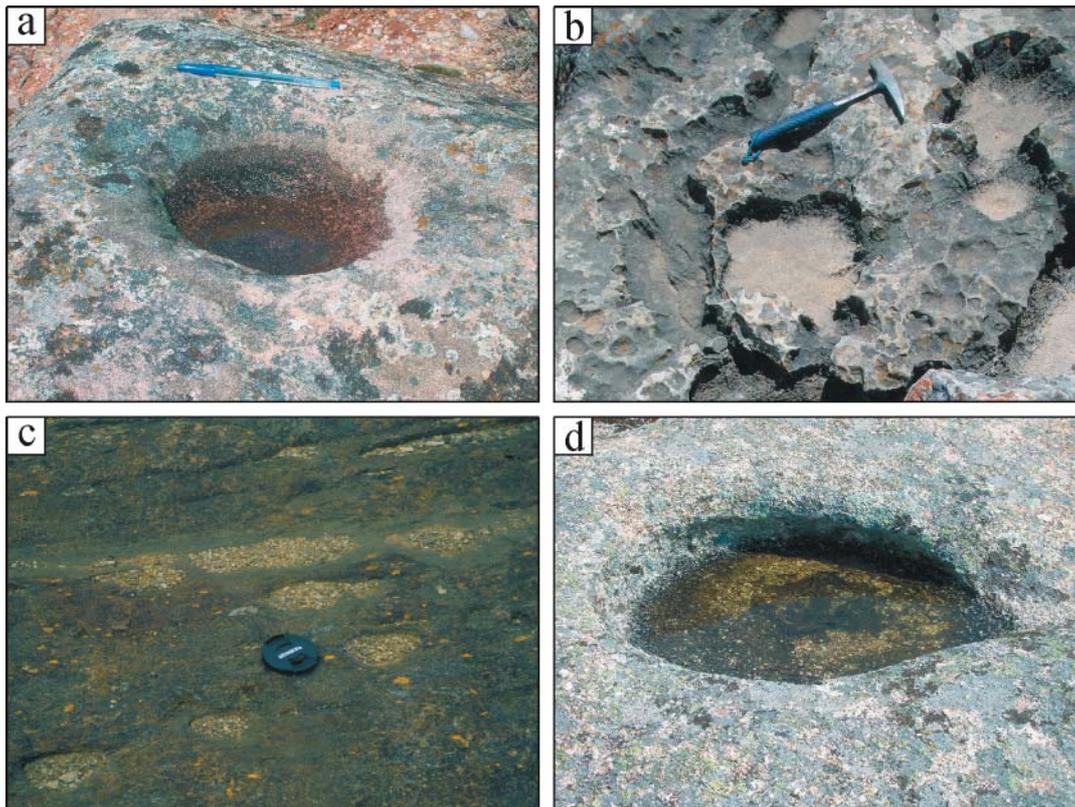


Figura 1.1. Desarrollo de pilancones en distintos tipos de litologías. a) Con frecuencia los pilancones en areniscas adoptan una morfología de pit. b) Los pilancones en carbonatos se denominan también kamenitzas. c) En rocas metamórficas de alto grado es común encontrar pilancones bien desarrollados, pero es más complejo su ubicación en aquellas que presentan una foliación bien definida. En este caso se encontraron pilancones incipientes en esquistos. d) Las rocas graníticas son con mucho la litología donde se desarrollan más comúnmente. La cavidad tiene una longitud máxima ligeramente inferior a un metro.

Por su parte, el clima parece jugar un papel de similar importancia al de la estructura. Gran parte de las morfologías graníticas son el producto de una alteración ya sea aérea o subaérea. La velocidad de alteración, las transformaciones minerales, la hidratación, generación de costras, haloclastia, crioclastia, y la rotura por diferencias térmicas entre otros procesos dependen muy directamente del clima bajo el que se desarrollen. La existencia o la importancia y celeridad de estos y otros procesos son responsables de la génesis final de una morfología y de su tasa de formación. Sin embargo, buena parte de las morfologías graníticas tienen una distribución azonal, lo cual paradójicamente parece restar importancia a la influencia del clima en su desarrollo. Los nubbins, más frecuentes en ambientes tropicales, o los tafonis, muy desarrollados en regiones áridas y semiáridas así como en zonas costeras, parecen ser las únicas excepciones al patrón azonal (Twidale, 1982; Vidal Romaní y Twidale, 1998). A pesar de todo, no es difícil encontrar ambas morfologías activas en regiones climáticas distintas a aquellas en las que se encuentran mayoritariamente. Por tanto, podría decirse que al igual que la estructura, el clima es muy importante, pero no parece ser un factor limitante para que una determinada morfología se desarrolle.

1.2.2. Las formas menores del granito

A la hora de clasificar las morfologías graníticas, la mayoría de los autores realizan divisiones relativas al tamaño de las morfologías (Godard, 1977; Twidale, 1982, Migón, 2006). Las formas mayores del granito suelen incluir domos, relieves residuales, llanuras, relieves escarpados, bloques y bolos. Las principales formas menores engloban pilancones, acanaladuras, pedestales, flared slopes, tafonis, agrietamientos poligonales y formas asociadas a descamaciones. Como ya se ha comentado, muchas de las formas mayores son el resultado polifásico de una evolución por lo general compleja y dilatada en el tiempo (Twidale, 1990, 1999). Las formas menores son comúnmente generadas y destruidas en un periodo de tiempo mucho menor que los grandes relieves graníticos. Por tanto, la existencia de variaciones en la evolución de dichas morfologías esta aportando información acerca de un periodo más concreto, aunque en ocasiones con mayor detalle. Si una forma o conjunto de formas menores son capaces de registrar de alguna manera su evolución y no el producto final, se puede establecer una reconstrucción más pormenorizada de la historia de la meteorización de aquella localidad.

Cuando se observa un tipo concreto de forma menor es frecuente ver notables diferencias entre varios individuos. Puede deberse a su grado evolutivo, a la mayor eficacia de los procesos erosivos, a una localización especial, o a unas condiciones iniciales diferentes entre las formas. Del mismo modo, se pueden observar formas anómalas por la asociación entre ellas, como la coalescencia de tafonis o la asociación de tafonis y flared slopes. En algunos casos se puede observar la presencia de distintas fases en una misma forma. Suele tratarse de sucesivos encajamientos de una morfología en otra, o en ocasiones presencia de encostramientos. Siguiendo estos criterios es frecuente poder reconocer una serie de episodios a nivel de una morfología o en un conjunto de ellas. Aunque la cronología y la tasa de formación de los sucesos siguen siendo complejas, es importante poder reconocer las distintas fases y su secuencia evolutiva. La naturaleza erosiva de la gran mayoría de las morfologías graníticas hace borrar la heterogeneidad en los procesos formativos. Además los numerosos factores influyentes hacen necesaria la presencia de varios indicios en el mismo sentido para poder afirmar con cierta seguridad la existencia de un suceso. Por ejemplo, cuando un bloque esta basculado los pilancones anteriores al movimiento pueden registrar dicho evento por superficies inclinadas, canales inactivos, etc. No todos los pilancones del bloque tienen por que registrarlo o conservarlo, pero si varios de ellos atestiguan un movimiento en el mismo sentido se consigue reforzar el argumento. Del mismo modo, algunas formas como las flared slopes puede indicar un nivel de estabilización del sustrato arenoso antes de que se produjese la exhumación de la superficie rocosa. Una morfología aislada no prueba nada, y es necesario encontrar asociaciones de flared slopes, bloques y bolos todos ellos indicando similares cotas en el manto de alteración para poder considerar válida la interpretación, y no el resultado de una forma caprichosa (Domínguez Villar, 2002).

De entre todas las formas menores del granito, los pilancones son probablemente las más llamativas. Son muy frecuentes y están presentes en multitud de ambientes y zonas climáticas. Su capacidad de retención de agua es de cierta importancia para animales en las regiones en las que se encuentran e incluso han llegado a tener su importancia en el desarrollo humano en zonas áridas (Bayly, 1999). Debido a la frecuencia con la que aparecen, su peculiar morfología y en determinados casos su interacción con el hombre, los pilancones han sido descritos desde hace siglos en numerosas regiones del planeta. Los

pilancones son una morfología con cierta facilidad de preservar información pese a ser una forma erosiva. La existencia de un exutorio o canal preferencial de evacuación hace que parte de la cavidad no se vea inundada, por tanto su conservación es mayor. De este modo se facilita la preservación de variaciones en los procesos de meteorización, incluso en ocasiones es posible reconocer distintas fases. Los pilancones son una morfología muy propicia para el estudio de la evolución de la meteorización, debido a la preservación parcial de su registro a lo largo de sus paredes. La facilidad para su medición, así como la gran profusión de formas hace adecuado su estudio morfométrico así como su tratamiento de una forma estadística representativa, por lo que parece ser la mejor morfología para obtener un registro detallado de la historia de la meteorización de un macizo granítico.

1.2.3. Pilancones

Los pilancones son formas menores (Twidale, 1982) o microformas (Godard, 1977) del granito. Se trata de cavidades desarrolladas en zonas rocosas con capacidad de retener el agua de lluvia. Sus dimensiones son centimétricas a métricas en planta, con profundidades centimétricas que sólo en pocas ocasiones llegan a superar el metro. Es decir, por lo general son más extensos que profundos. Su planta suele ser redonda o ligeramente ovalada a no ser que este afectado por discontinuidades como diaclasas o pequeños diques con repercusión morfológica. Las paredes del pilancón pueden tener distintos grados de inclinación: cóncavas, verticalizadas y con frecuencia estraplomadas. Existe una clasificación morfológica realizada por Twidale y Corbin (1963) que los divide en tres tipologías: pit, pan y armchair-shaped. Los pits son pilancones de fondo cóncavo y con una elevada relación profundidad/diámetro. Los pans son pilancones de fondo plano y por lo general con un bajo ratio profundidad/diámetro. Los armchair-shaped o pilancones en sillón son aquellos localizados en zonas con cierta pendiente y que presentan un perfil asimétrico escalonado con una apertura muy desarrollada hacia la zona menos elevada (Fig. 1.2). El agua de lluvia se acumula en los pilancones y con frecuencia los desborda. La génesis de pilancones suele asociarse a la disolución y la erosión mecánica de la roca, siempre favorecido por su capacidad de retener agua. En muchos casos el desbordamiento se produce por una zona muy concreta, una apertura en el perímetro del pilancón que corresponde con la altura mínima de las paredes de la cavidad. Esta zona de desbordamiento suele ser un elemento bien desarrollado en formas con cierta madurez y se denomina exutorio. Su carácter es erosivo y puede representar un profundo surco en los márgenes de la cavidad, aunque en las formas más incipientes puede estar ausente o ser una simple concavidad.

Estas cavidades retienen el agua de lluvia hasta su evaporación. Por lo tanto, representan un nicho ecológico para especies acuáticas, insectos, y animales que encuentran en ellos una reserva de agua dulce. En zonas áridas como en Australia, ésta reserva ha sido útil no solamente para los animales, sino también para los aborígenes y primeros colonos que la utilizaban para su abastecimiento (Bayly, 1999). El medio acuático esta generalmente habitado por algas que suelen teñir ligeramente el pilancón de un color negruzco, verdoso y en ocasiones rojizo. La descomposición de materiales orgánicos, tanto de las algas como de restos vegetales y animales genera un material en putrefacción que pasa a formar parte del lecho del pilancón hasta que son totalmente descompuestos o evacuados. Los pilancones son morfologías erosivas, pero con frecuencia contienen algún detrito en su interior que se suma a los restos orgánicos. Se trata de materiales de desagregación de las paredes y lecho del pilancón, que van acumulándose en su

interior. No obstante, es frecuente encontrarse también cantos de origen exótico. En un pilancón activo la cantidad de detritos del fondo puede ser variable. En muchos casos no se reconoce ningún residuo en absoluto, o algunos granos sueltos. En ocasiones las acumulaciones de detritos son discontinuas y forman pequeñas agrupaciones dispersas por el fondo de la cavidad. Cuando el volumen de material es mayor se producen finas capas de detrito que cubren parcial o totalmente el fondo del pilancón y que por lo general no suelen ser superiores a unos pocos milímetros de espesor, raramente alcanzando espesores centimétricos. En todos estos casos el detrito es totalmente removilizado en la cavidad a lo largo de la época de lluvias, y es frecuente encontrar patrones de distribución. La acumulación excesiva de detritos puede conllevar que no se pueda removilizar tanto material, generándose así un perfil que es estabilizado y que puede servir como soporte a la vegetación. Si la acumulación de detrito es excesiva el pilancón terminará colmatándose y dejará de ser activo.

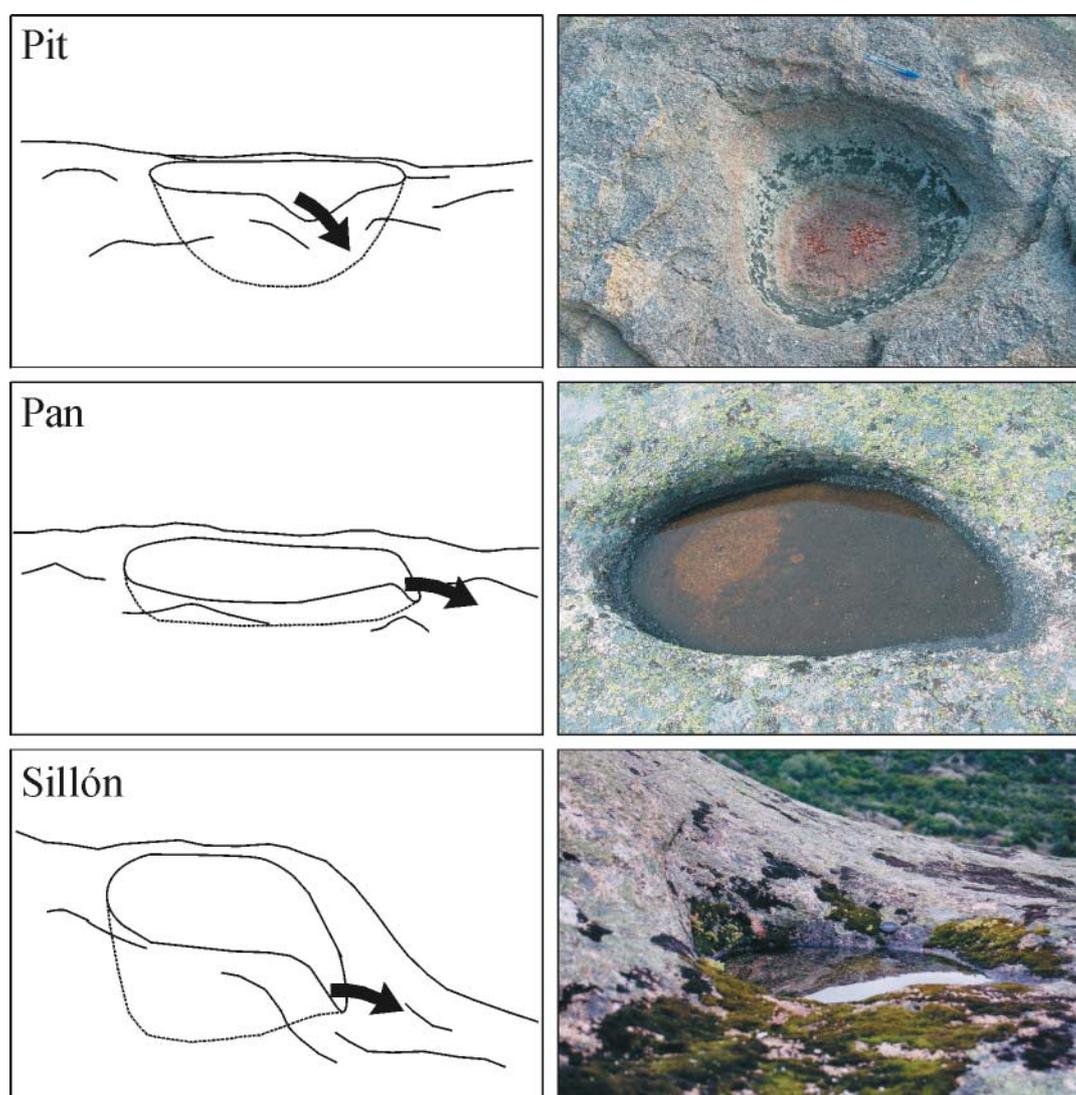


Figura 1.2. Clasificación morfológica de pilancones (según Twidale y Corbin, 1963).

Los pilancones son una morfología que debe su origen a la capacidad del macizo rocoso de retener el agua de lluvia. Una cavidad capaz de retener agua puede llegar a evolucionar hasta formar un pilancón si las condiciones son adecuadas. Sin embargo, las observaciones realizadas parecen indicar que no todos los charcos desarrollados en

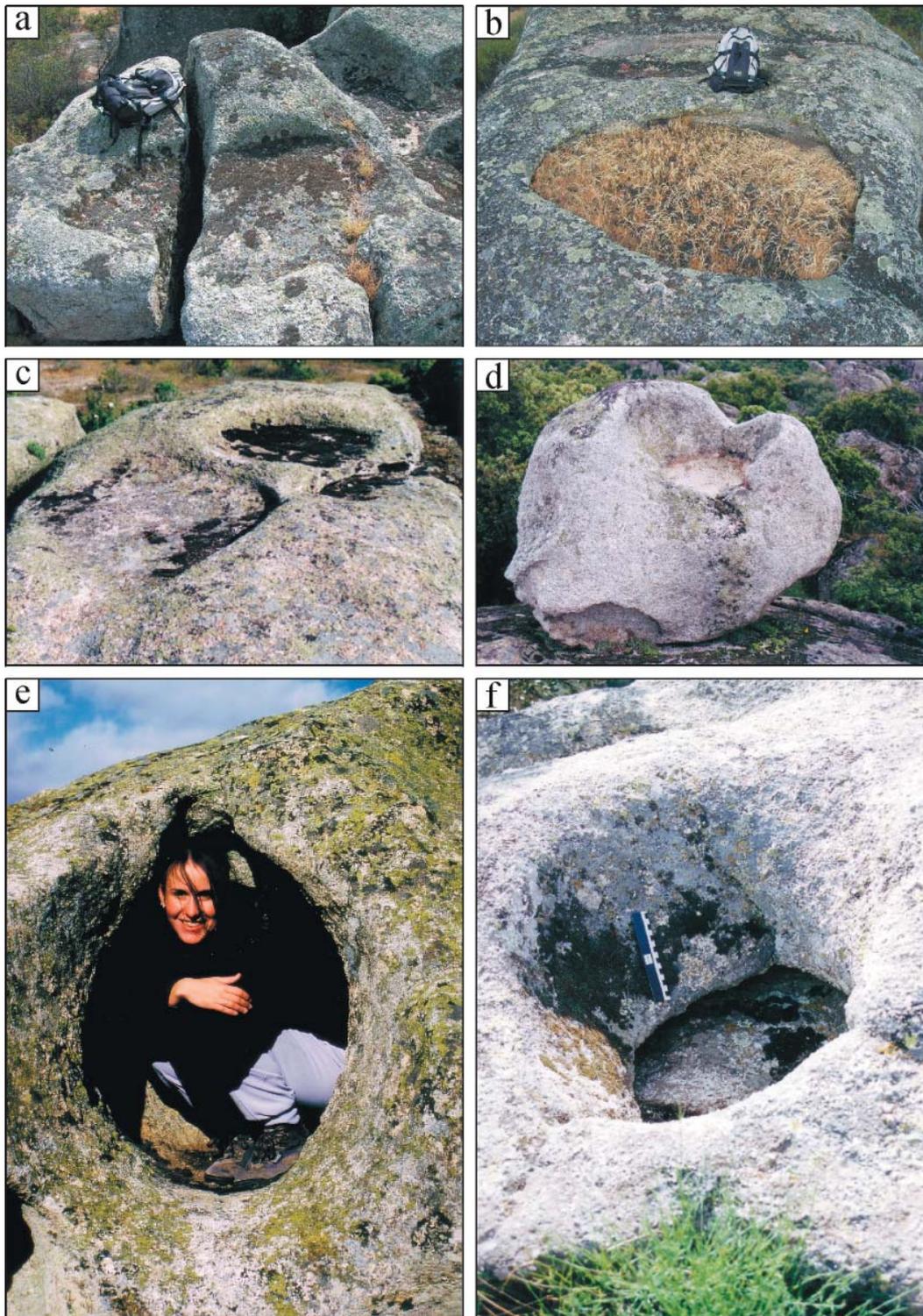


Figura 1.3. Pilancones inactivos o fósiles. a) Pilancón inactivo al perder su capacidad de retener agua por la propagación de una fisura a lo largo del bloque en el que se desarrollaba. b) Pilancón inactivo por acumulación excesiva de materiales detríticos. La alta permeabilidad del detrítico y su relativa profundidad hace imposible la existencia de una lámina de agua superficial que permita proseguir su dinámica habitual. c) Este conjunto de pilancones son inactivos porque sus exutorios quedaron erosionados a igual o inferior cota que el fondo del pilancón y perdieron su capacidad de retener agua. d) Este pilancón quedó inactivo al crecer alcanzando los límites del bloque y desaparecer una pared, perdiendo su capacidad de retener el agua de lluvia. e) Esta forma en posición vertical se trata de un pilancón inactivo y no un tafone. Está desarrollado en un bloque que perdió su estabilidad y volcó dejando la cavidad fuera del alcance del agua de lluvia. f) Pilancón fósil por alcanzar una fisura abierta en la base del bloque en el que se desarrollaba.

macizos rocosos llegan a evolucionar hasta pilancones. Por tanto, sólo si las condiciones son apropiadas el pilancón se desarrollará y evolucionará mientras mantenga su capacidad de retener agua. Una vez que pierda su capacidad de retención, la morfología quedará inactiva y podrá considerarse fósil (Fig. 1.3). Una vez que el pilancón queda inactivo su tasa de erosión es similar a la de la roca circundante y el paulatino suavizado de los resaltes acabará por hacerlo desaparecer. La velocidad de alteración de un pilancón fósil es mucho más lenta que la evolución de uno que todavía puede retener agua, por lo que la mayoría de pilancones que pueden observarse en zonas con una historia de alteración muy prolongada son pilancones fósiles en distintos estados de deterioro. Un pilancón fósil suele tener un alto índice de colonización por líquenes en toda su superficie, e incluso musgos. Si contiene detrito en su interior puede llegar a albergar vegetación de especies arbustivas y arbóreas. Un pilancón puede llegar a ser inactivo por diversas razones. Es común que una discontinuidad que atravesase la cavidad se ensanche o abra por diversas razones hasta permitir el flujo del agua a través suyo. Pero también puede suceder que en su crecimiento el pilancón haya alcanzado fisuras o los bordes del bloque en el que se desarrolla permitiendo la pérdida de agua. También es común que si el pilancón se desarrolla sobre un bloque, éste pueda ser volcado impidiendo la acumulación de agua en la cavidad. En muchos casos la evolución del exutorio es tan prominente que llega a alcanzar alturas similares o inferiores a las de la base del pilancón, evitando la acumulación de agua. De este modo, el pilancón quedaría en estado fósil por evolución de la forma (Domínguez Villar, 2002). Finalmente el pilancón puede quedar igualmente fosilizado si la cavidad donde se acumula el agua es totalmente soterrada bajo detrito. No obstante, la posibilidad de acumular humedad permite que esta morfología prosiga su meteorización de forma independiente, aunque los procesos sean totalmente distintos y no pueda considerársele en adelante estrictamente un pilancón.

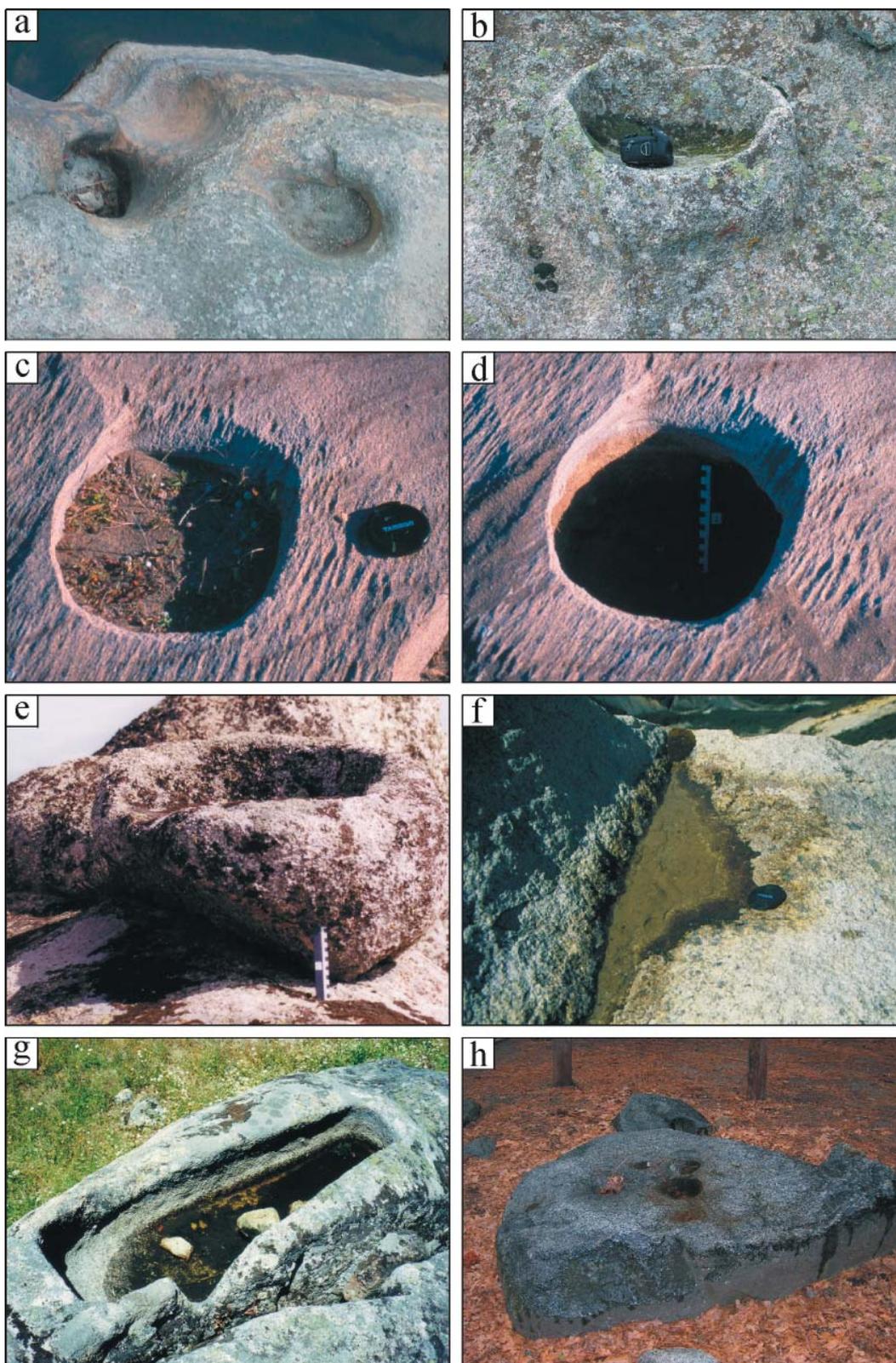
La génesis de los pilancones se desarrolla de manera subaérea. Las cavidades a partir de las cuales se forma un pilancón pueden ser muy variadas y su origen puede ser subaéreo o subsuperficial. Se ha sugerido que su formación en algunos casos puede estar relacionada con la concentración de cargas en ambientes relativamente profundos, a unos cientos de metros (Vidal Romaní, 1983). Las cavidades pueden formarse subedáficamente por alteración de enclaves más solubles o alterables, por procesos de pitting, o por irregularidades en el frente de alteración. En ambientes subaéreos pueden formarse por aprovechamiento de concavidades generadas por planos de diaclasado curvos o irregularidades en bloques o macizos. Pueden aprovechar irregularidades previas debidas a erosiones fluviales o glaciares entre otras. Aparecen por alteraciones físicas o químicas de la roca que se han concentrado debido a agregaciones minerales, cruce de diaclasas o por casualidad. La forma de las cavidades encontradas subedáficamente es poco semejante a las desarrolladas con posterioridad en ambientes subaéreos, incluso cuando en algunos casos las dimensiones diametrales pueden ser similares. Dado que una cavidad formada subedáficamente no evoluciona necesariamente como un pilancón una vez expuesta, y ya que los procesos genéticos de ambas morfologías son completamente distintos, en este trabajo no se considera que las cavidades subedáficas sean pilancones, ni siquiera en una fase incipiente. Se trataría así de cavidades que podrían evolucionar a pilancones, pero no pilancones en una fase inicial.

1.2.4. Convergencia de formas

Existen numerosas morfologías que responden a la descripción de cavidades superficiales en medios rocosos, centimétricas a métricas y con capacidad de retener agua en su interior. Sin embargo, no todas ellas tienen por que responder a una génesis común y no todas se denominan pilancones. Algunas de ellas tienen o tuvieron un funcionamiento como pilancones y su clasificación como tales depende de los autores, mientras que otras formas pese a tener ciertas similitudes son morfologías generadas por procesos completamente distintos. Las marmitas de gigante o potholes son el caso de mayor confusión entre no especialistas. Las marmitas son cavidades formadas en el lecho o márgenes rocosos de cursos fluviales (Fig. 1.4a). Su génesis se origina por la fricción de cantos y otras partículas transportadas por el río y que bajo un régimen turbillónar favorecen su formación (Lorenc y Saavedra, 1980; Nemeč et al., 1982; Lorenc et al., 1995). La morfología resultante es una cavidad centimétrica a métrica con perímetros cónicos o cilíndricos, y cuya profundidad suele ser igual o superior al diámetro. Por tanto, el ratio profundidad/diámetro es generalmente más elevado que el de los pilancones. Es frecuente que las marmitas contengan en el fondo de la cavidad los cantos que las originan, y las paredes presenten un pulido típico por el paso del agua y su abrasión mecánica. Son morfologías asociadas a la acción fluvial y se encuentran siempre asociadas a ríos o arroyos. Localmente a los pilancones se les denomina marmitas o potholes (Fuller, 1925; Tschang, 1962; Twidale, 1982), pero debido a posibles confusiones con las morfologías de origen fluvial es desaconsejable dicha terminología.

Los rock doughnuts denominados en español aros de roca o rosquillas rocosas, son una morfología mucho más directamente relacionada con los pilancones. Parecen ser pilancones rodeados de un aro de piedra que está elevado respecto del terreno circundante (Fig. 1.4b). En un principio parece que la forma se origina por el endurecimiento de las paredes del pilancón debido a la impregnación de las aguas retenidas en la cavidad, y una posterior erosión diferencial. Sin embargo, no se han conseguido evidencias para confirmar esta hipótesis (Blank, 1951). Otras hipótesis plantean su formación a partir de la circulación de flujos superficiales, la erosión diferencial debido a crecimiento de líquenes o musgos en los márgenes del pilancón, la formación de pilancones en pequeños domos o la inversión del relieve relacionada con plintos (Twidale y Bourne, 1977). La anchura del aro rocoso puede oscilar entre unos pocos centímetros y más de medio metro. En buena parte de los aros rocosos sólo se aprecia una morfología superficial y no es posible evaluar si existe endurecimiento o diferencia composicional, y si ésta continúa bajo la superficie. Algunos casos parecen indicar que el aro rocoso es una morfología superficial que no continúa en profundidad y que se relaciona con alteraciones diferenciales (Twidale y Bourne, 1977). Sin embargo, en muchos aros rocosos degradados puede observarse con claridad que existe un endurecimiento alrededor de toda la cubeta del pilancón y no sólo se trata de una forma superficial (Pedraza et al., 1989). Parece claro que esta morfología podría generarse por diversos procesos y que en realidad existe una convergencia de formas. La existencia de aros rocosos es relativamente extraordinaria en comparación a la profusión de pilancones. Por tanto, suele considerarse una morfología aparte aunque la génesis de la cavidad interior tenga unos procesos probablemente muy similares a los pilancones en muchos casos. No obstante, la posibilidad de que los márgenes del pilancón estén anómalamente endurecidos puede afectar los procesos de meteorización y por tanto influenciar su evolución morfológica.

Otra morfología con cierta afinidad con los pilancones son los cylindrical hollows o perforaciones cilíndricas (Fig. 4c y d). Se trata de cavidades de dimensiones decimétricas a métricas en planta y con un perfil rectangular. Por lo general están soterrados bajo detritos a no ser que alguna discontinuidad en la base haya evacuado dicho material. Su origen no está muy definido ya que no se descarta su evolución como pilancón, como marmita o que su perfil haya sido modificado por el hombre (Twidale y Bourne, 1978b).



Con frecuencia esta morfología aparenta ser un pilancón colmatado y hasta que no es excavado no se descubre la sorprendente profundidad que puede desarrollar y que puede alcanzar dimensiones métricas. Esta morfología es descrita con frecuencia como un tipo particular de pilancones (Twidale, 1982; Vidal Romaní y Twidale, 1998), pero su origen dudoso y su posible evolución posterior relacionada con la humedad retenida en la cavidad gracias al detrito, hace que siendo estrictos no deba considerarse un pilancón. Es probable que en muchas ocasiones se trate de casos particulares de pilancones fósiles que evolucionan a perforaciones cilíndricas, pero en otros casos la cavidad inicial no tiene por que relacionarse con un pilancón y en todo caso la evolución bajo el detrito no va a tener relación alguna con la génesis de la forma predecesora.

Algunos autores definen otro tipo de morfología relacionada con pilancones: las fuentes (Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005; Netoff y Shroba, 2001). Se denomina fuente a un pilancón desarrollado sobre un bloque o pináculo en el que la cavidad ocupa totalmente la parte culminante del bloque. Este tipo de morfología es un caso excepcional de erosión en regiones continentales en las que coinciden por un lado la formación de un pilancón y por otro la alteración del macizo en bolos o torres. Se trata de una casualidad que genera una curiosa asociación de morfologías. Sin embargo, las fuentes tienen cierta profusión en algunas zonas costeras con plataformas rocosas. En aquellos casos las fuentes no se realizan sobre bloques previamente delimitados. Son el resultado de la erosión diferencial al progresar la abrasión de la plataforma y encontrarse con el endurecimiento del sustrato alrededor de los pilancones (Vidal Romaní y Twidale, 1998). En todo caso las morfologías asociadas a aguas de mar y no aguas de lluvia como las marine solution pits, no son consideradas pilancones por todos los autores (Hedges, 1969).

Una cavidad desarrollada en un sustrato rocoso, con dimensiones de unos pocos centímetros o incluso mayor, y en la que se pueda acumular agua no es sinónimo de pilancón. Un pilancón es una cavidad con evidencias morfológicas producto de una clara dinámica erosiva relacionada con su capacidad de retener agua. La diferencia real entre un charco en la roca y un pilancón no es siempre sencilla cuando se trata de identificar morfologías incipientes (Fig. 1.4f). El origen de un pilancón requiere una depresión en la que se pueda acumular agua. El origen de concavidades en macizos rocosos puede tener muy diversas génesis que están desligadas de los procesos generadores de un pilancón.

Figura 1.4. Convergencia morfológica de pilancones. a) Marmitas de gigante de dimensiones decimétricas en la margen de un río. b) Rock doughnut degradado. En este caso se ve claramente que la erosión diferencial se produce no sólo superficialmente sino por todo el contorno de la cavidad, sugiriendo una diferencia composicional. c, d) Perforación cilíndrica en areniscas. La morfología aparentaba ser un pilancón tipo pan colmatado por detritos. Tras ser excavado se descubrió una anómala profundidad que superaba el diámetro en superficie. e) Fuente degradada. f) Depresión en un bloque errático de una zona recientemente glaciada y que acumula agua de lluvia. La cavidad no presenta morfologías de alteración pese a presentar ya algunas alteraciones minerales. En este caso se trataría de un charco y no de un pilancón. g, h) Morfologías afines a pilancones y desarrolladas por la acción humana. Con frecuencia los enterramientos visigodos se realizaban en cavidades excavadas en la roca. En los casos de las tumbas con una localización evidente su exhumación por culturas posteriores ha dejado a la vista el nicho, como en este caso en Hoyo de Manzanares (Madrid). Otro tipo de cavidades de origen humano son aquellas relacionadas con usos ganaderos o domésticos. La fabricación de morteros en rocas adyacentes a los lugares donde se localizaba el poblado era común en poblaciones tribales. En este caso las cavidades labradas en un asentamiento indio recuerdan mucho a pilancones tipo pit, Yosemite National Park (California). Página opuesta.

Una vez que comienza la capacidad de retener agua en una depresión es frecuente que se produzca una colonización de ese ambiente por organismos, e incluso se produzcan acumulaciones de detritos orgánicos y quizás también inorgánicos arrastrados por el viento o el agua. No obstante, si no existe una corrosión o alteración asociada con repercusiones morfológicas, esa morfología no debe considerarse pilancón aunque en un futuro pueda llegar a serlo. Algunas de estas cavidades no llegarán jamás a ser pilancones si las dinámicas de su entorno no lo favorecen; por ejemplo cavidades afectadas por sistemas fluviales, desarrolladas en bloques inestables, así como aquellas que pueden ser soterradas, o en las que la erosión de la roca circundante puede ser importante limitando enseguida su capacidad de retención de agua.

No obstante, los pilancones son una morfología sencilla cuya consecución puede ser el resultado de procesos muy diversos en medios distintos (Campbell y Twidale, 1995a, 1995b). Existen cavidades desarrollados en áreas costeras en las que el agua del mar parece jugar un papel importante, mientras que otras depresiones también en la costa parecen relacionarse con agua de lluvia (Hedges, 1969; Vidal Romaní y Twidale, 1998). La haloclastia es un proceso frecuentemente aludido en la formación de pilancones en ambientes costeros o áridos salinos, mientras que su influencia en ambientes continentales no ha sido valorada del mismo modo. Otros procesos como los efectos de ciclos de hielo/deshielo u oscilaciones térmicas diarias pueden ser muy significativos en determinadas regiones, mientras que en otras son nulos o de poca importancia. La pluviosidad y la evaporación bajo cierto clima van a determinar la permanencia del agua en los pilancones, dando lugar a que las cavidades contengan agua durante todo el año, que su presencia tenga una notable estacionalidad, o que sólo sean capaces de retener agua unas horas o días tras las lluvias. A pesar de lo importante de estos factores los pilancones parecen ser azonales, y existen en muy diversos ambientes y litologías. Sin embargo, parece lógico pensar que no todos los pilancones se han formado del mismo modo. Los procesos formadores de cavidades pueden llegar a ser bien distintos en ambientes costeros o continentales, en desiertos cálidos o fríos y en zonas templadas o en el trópico hiperhúmedo. Sin duda algunos procesos parece que puedan funcionar de una manera similar aunque los mecanismos no coincidan exactamente, como la disolución de la roca. Pero también es evidente que estas morfologías son en muchos casos el resultado de la interacción de diversos procesos, tanto físicos como químicos. Por tanto, un pilancón puede formarse no sólo por procesos distintos, también hay que tener en cuenta que pueden existir distintas proporciones en los procesos que los forman. Un pilancón es una forma relativamente sencilla que puede alcanzarse mediante numerosos procesos o conjunto de procesos. Aunque existen algunas morfologías con ciertas peculiaridades a las que se les ha dado un nombre específico, muchos pilancones son el resultado de la convergencia morfológica y por tanto pueden representar un problema considerable a la hora de intentar establecer una génesis común entre ellos. Es importante tener en cuenta el carácter convergente de esta morfología a la hora de realizar su análisis, ya que es probable que las conclusiones alcanzadas no puedan ser extrapolables a todos los pilancones, sino a aquellos con similares características a los estudiados.

1.2.5. Pilancones complejos y morfologías asociadas

En principio pilancones generados en el mismo sustrato, con características iniciales semejantes, que comenzasen su formación a la vez y hubiesen estado sujetos a los mismos procesos, deberían ser similares. Sin embargo, la morfología de los pilancones puede

dependen en parte de las particularidades de su localización. La existencia de estructura en la roca, los límites del sustrato donde se desarrollan, el contexto en el que se forman o sus modificaciones y la interacción con otras morfologías pueden dar a lugar a que los pilancones adquieran formas distintas. La alteración preferencial o diferencial causada por alguno de estos factores, o la truncación de la evolución por alguna causa, genera la anisotropía morfológica que es observada en la realidad, y que no se debe simplemente a diferencias evolutivas.

La estructura de la roca está condicionada por la existencia de diaclasas, diques enclaves o fábrica en el sustrato. Las diaclasas son un elemento significativo en el desarrollo de algunos pilancones. La alteración a favor de diaclasas puede ser muy significativa generando morfologías delimitadas o siguiendo su dirección (Fig. 1.5a). En otras ocasiones, diaclasas claramente perceptibles en el sustrato no tienen repercusión alguna en el pilancón. El diaclasado no es importante sólo para favorecer su crecimiento, en ocasiones justo todo lo contrario. El desarrollo de una diaclasa abierta provoca con frecuencia que un pilancón pierda su capacidad de retener agua y por tanto quede inactivo y se acabe degradando. Los diques suelen tener un carácter más resistente que la roca circundante, por lo que si la cavidad es atravesada o limitada por este tipo de estructura su alteración suele ser menor y provoca cierto relieve (Fig. 1.5b). En ocasiones la diferencia composicional del dique es irrelevante para su alteración y no presenta relieve morfológico. Los enclaves en las rocas ígneas juegan un papel significativo sobretudo en las fases incipientes de algunos pilancones. La mayor alteración de enclaves ricos en micas o agregaciones de feldespatos suelen dar lugar a cavidades que permitirán el desarrollo de pilancones. Sin embargo, en pilancones bien desarrollados la presencia de enclaves no suele presentar una alteración significativa respecto al resto de la morfología. La fábrica magmática que proporciona cierta dirección al menos a parte de los cristales de la roca ígnea, es un factor que puede llegar a jugar cierto papel en la alteración preferencial según ciertas orientaciones. Por lo general, los pilancones siguen desarrollando morfologías redondeadas o con direcciones arbitrarias en granitoides con fuertes fábricas magmáticas e incluso en rocas metamórficas. No obstante, es un factor que puede llegar a tener repercusión morfológica en algunos casos.

Los límites del macizo o bloque en el que se desarrolla un pilancón determinan su tamaño máximo y en ocasiones su morfología y evolución. Es evidente que un pilancón no puede llegar a ser mayor que el sustrato en el que se desarrolla. En los casos de pilancones ubicados en bloques o bolos esto es significativo y es frecuente encontrar pilancones inactivos por haber terminado por destruir alguna de sus paredes, perdiendo su capacidad de retener agua. En ocasiones un pilancón puede localizarse justo en el borde del bloque. En estos casos la alteración de la pared del pilancón que se encuentra en la parte externa del bloque, donde se desarrolla el exutorio, tiene mayor facilidad de alteración. La pared del pilancón en la cara externa del bloque suele ser tan delgada que no sólo las alteraciones desde el interior del bloque causan su rebajamiento, el ataque desde el exterior puede ser significativo y su delgadez favorece una rápida desagregación. Esto causa que este tipo de pilancones tenga por lo general un exutorio muy prominente (Fig. 1.5c). Pero no es esta la única característica de estos pilancones, ya que es frecuente que su desarrollo vertical sea muy exagerado. Por lo tanto, puede considerárselos como un tipo particular de pilancones, los pilancones de borde, que tienen unos rasgos morfológicos propios (Domínguez Villar, 2002).

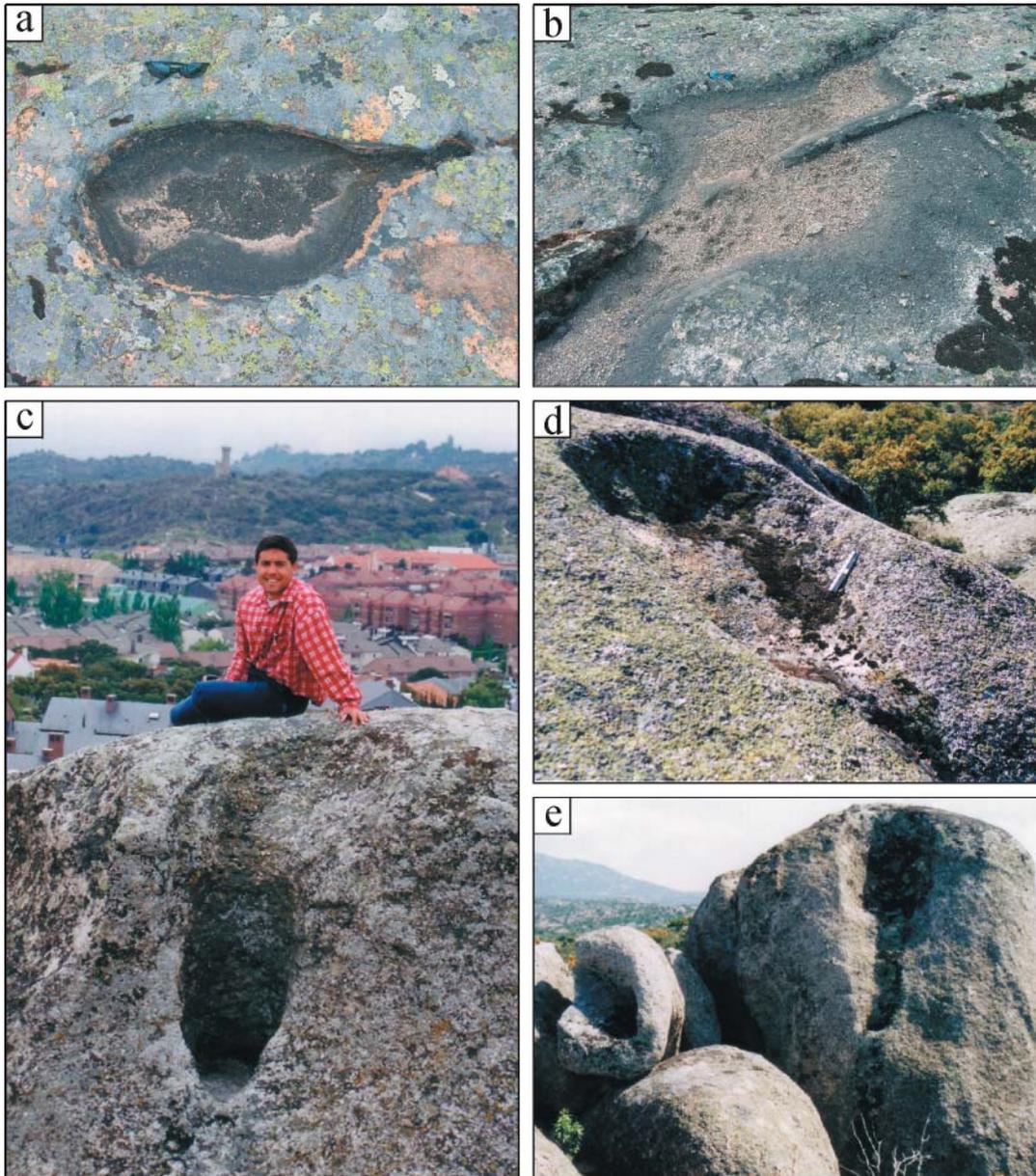


Figura 1.5. Pilancónes afectados por su contexto. a) Pilancón tipo pit afectado por diaclasa. b) Pilancón afectado por un pequeño dique. c) Pilancón de borde. Su desarrollo vertical es exagerado en relación a su tamaño, lo cual se ve favorecido por su localización en el borde del bloque. d) Pilancón migrado. Nótese que el desarrollo del pilancón implica un desplazamiento de su posición según profundiza. El desarrollo vertical se produce por una progresiva migración de la forma y una incisión oblicua. e) Pilancón de borde migrado. El pilancón sigue activo en su parte basal, siendo el tamaño de su pared desproporcionado en relación a la parte activa. En la misma fotografía puede observarse un pilancón volcado y degradado.

El ratio profundidad/diámetro suele ser muy elevado con diámetros generalmente de unos pocos decímetros y profundidades varias veces superiores. Es frecuente que este tipo de pilancónes tengan la pared de la cara externa completamente destruida, por lo que en ciertos casos así como en pilancónes fósiles parecen casi canalones en el bloque. Otro tipo particular de pilancónes asociados a los límites del bloque son los pilancónes en cascada. Son pilancónes que sucesivamente han ido coalesciendo y que se desarrollaban en distintos niveles de un bloque o macizo. Generalmente son cavidades que se localizan desde la parte alta de un bloque hasta alcanzar sus límites. Aunque cuando se encuentran este tipo de asociaciones al menos parte de las cavidades suelen estar en un estado senil y

con frecuencia fósil, también se pueden encontrar casos con una sucesión de pilancones activos. La abundancia de pilancones fósiles se debe a que cuando un pilancón en un nivel inferior del conjunto captura a otro desarrollado en un nivel superior, éste pierde su capacidad de retención y queda inactivo.

El contexto de la localización del pilancón es importante. Los pilancones en sillón se ven favorecidos por su localización en flancos de los macizos o superficies con una determinada pendiente, por lo general por encima de 20° (Twidale, 1982). Los pilancones ubicados en bolos o bloques limitados por fracturas son susceptibles de vuelcos o basculamientos. Con frecuencia se observan pilancones inactivos en posiciones inverosímiles que indican el vuelco del bolo en el que se desarrollaron. Si el vuelco permite todavía la retención de agua, el pilancón puede seguir activo, pero se pueden observar vestigios de la fase anterior. Los basculamientos de pilancones no sólo se reconocen en bolos, también son posibles en macizos debidos a causas tectónicas. Si el macizo donde se desarrolla el pilancón ha sufrido un basculamiento reciente es frecuente encontrar indicios de fases anteriores en la formación de pilancones. En ocasiones se observa un encajamiento de la cavidad en sí misma, dejando colgada la superficie basculada. También puede llegar a generarse un nuevo exutorio, dejando inactivo el antiguo. En el basculamiento de un bloque o macizo se puede llegar a medir el ángulo de inclinación en varios pilancones y las características del basculamiento se reconocen en buena parte de los pilancones del macizo (Domínguez Villar, 2002). Sin embargo, debido a su naturaleza erosiva no todos los pilancones tienen por que dejar evidencias. Además es posible la formación de pilancones con posterioridad al evento, en los que lógicamente no puede haber registro alguno.

La posición de un pilancón en un área deprimida o por la que circule el flujo de escorrentía del macizo puede conllevar su soterramiento o la captura dentro de una red de drenaje, con lo que puede quedar inactivo o desarrollarse extraordinariamente (Branner, 1913). Otros factores externos pueden llegar a afectar el pilancón, como la actividad de animales o la colonización vegetal, así como por supuesto la influencia humana. Hay un proceso relativamente común en el desarrollo de pilancones que se denomina migración (Domínguez Villar, 2002). Se trata del progresivo desplazamiento del eje de incisión vertical del pilancón, lo cual genera unas tasas de incisión y por tanto una morfología bastante peculiares (Fig. 1.5d). La migración de pilancones es un proceso común que puede tener lugar en bloques sujetos a progresivos movimientos gravitacionales o tectónicos, en zonas con una pendiente pronunciada abierta hacia el exterior del bloque, y con frecuencia en los pilancones de borde (Fig. 1.5e). La incisión vertical suele estar anómalamente desarrollada, lo cual hace pensar que su morfología no sólo es el resultado de los procesos formadores y el tiempo, sino del contexto en el que se genera. Por último, es frecuente encontrar pilancones con desarrollo de diversas fases. La generación de fases se hace patente por resaltes a modo de escalonamientos, en ocasiones encostramientos y otras veces sólo resaltes morfológicos. El desarrollo de fases dentro de un pilancón puede ser una cosa bastante sutil que se reconozca en toda o sólo en parte de su cavidad. Este tipo de fases parecen indicar algún tipo de variación momentánea de algún proceso que ha dejado su impronta pero que no determina en gran medida el desarrollo de la morfología. Sin embargo, otras veces las fases son bien definidas y parecen indicar periodos de crecimiento bien diferenciados (Fig. 1.6a). Es relativamente frecuente que grandes pilancones que han quedado fósiles por el deterioro de alguna de sus paredes o por rebajamiento progresivo de su exutorio dejen zonas deprimidas pero con poca capacidad de retener agua. En ellas

pueden desarrollarse nuevos pilancones que poco tienen que ver con la fase anterior y que se desarrollan en ese sustrato empezando de nuevo sin que el hecho de que se hubiese localizado allí un pilancón tenga alguna repercusión.

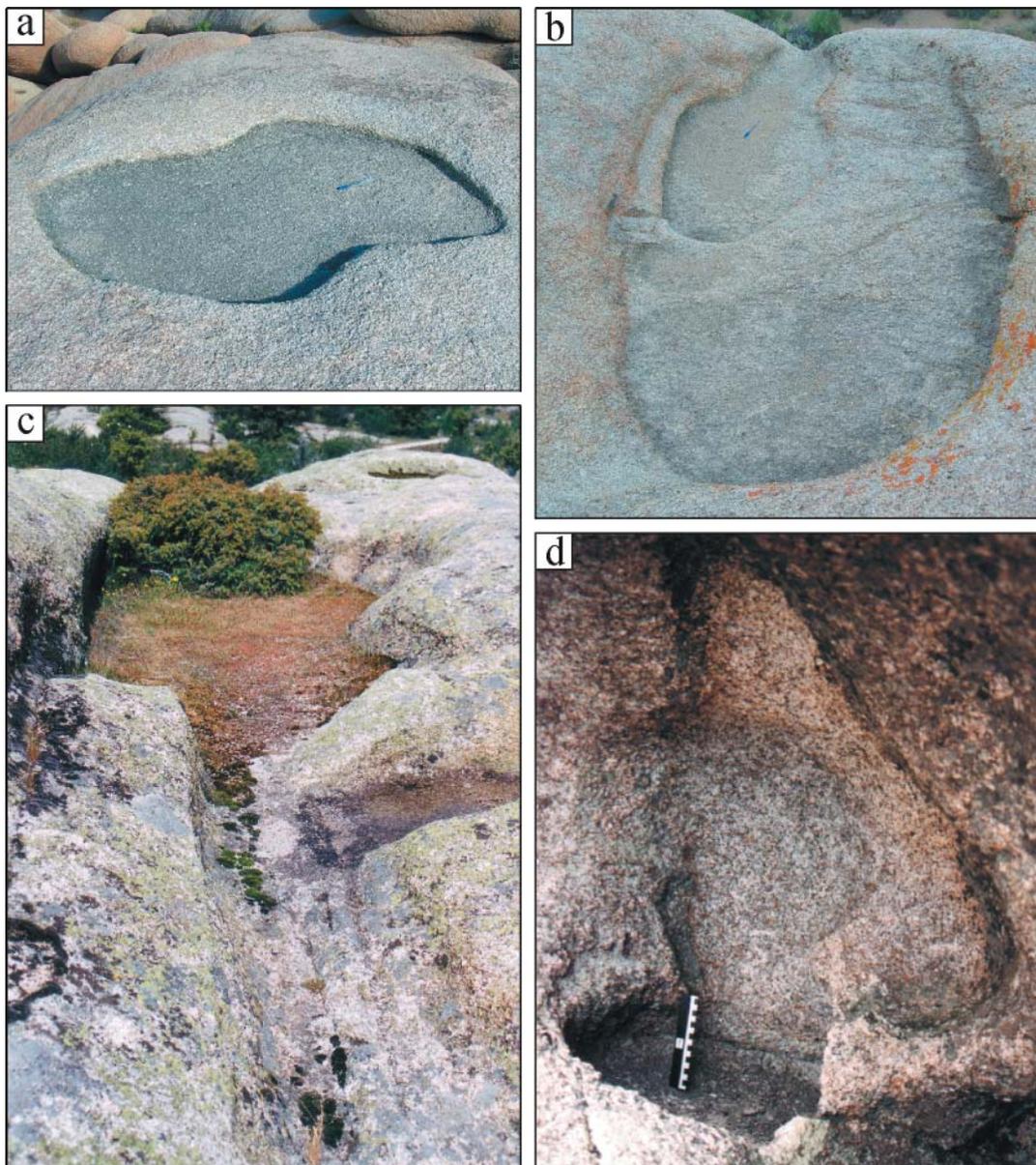


Figura 1.6. Coalescencia de pilancones y asociaciones con otras morfologías. a) Coalescencia de pilancones formando una pseudouvala. b) Pilancón con dos fases. Se ha formado un pequeño pilancón dentro de otro mayor. El desarrollo del pilancón de menor tamaño puede ser la causa del abandono del pilancón mayor, pero el pilancón grande también pudo haber quedado inactivo con anterioridad, desarrollándose un tiempo después el pilancón de menor tamaño. c) Pilancones soterrados e inactivos asociados a la depresión generada por la alteración subterránea a favor de una diaclasa. Tras la exhumación de la depresión afectada por la diaclasa se generaron varios pilancones aprovechando la depresión que hoy ha quedado nuevamente cubierta por grus. d) Pilancón desarrollado en la base de tafonis aprovechando la concavidad generada en su base.

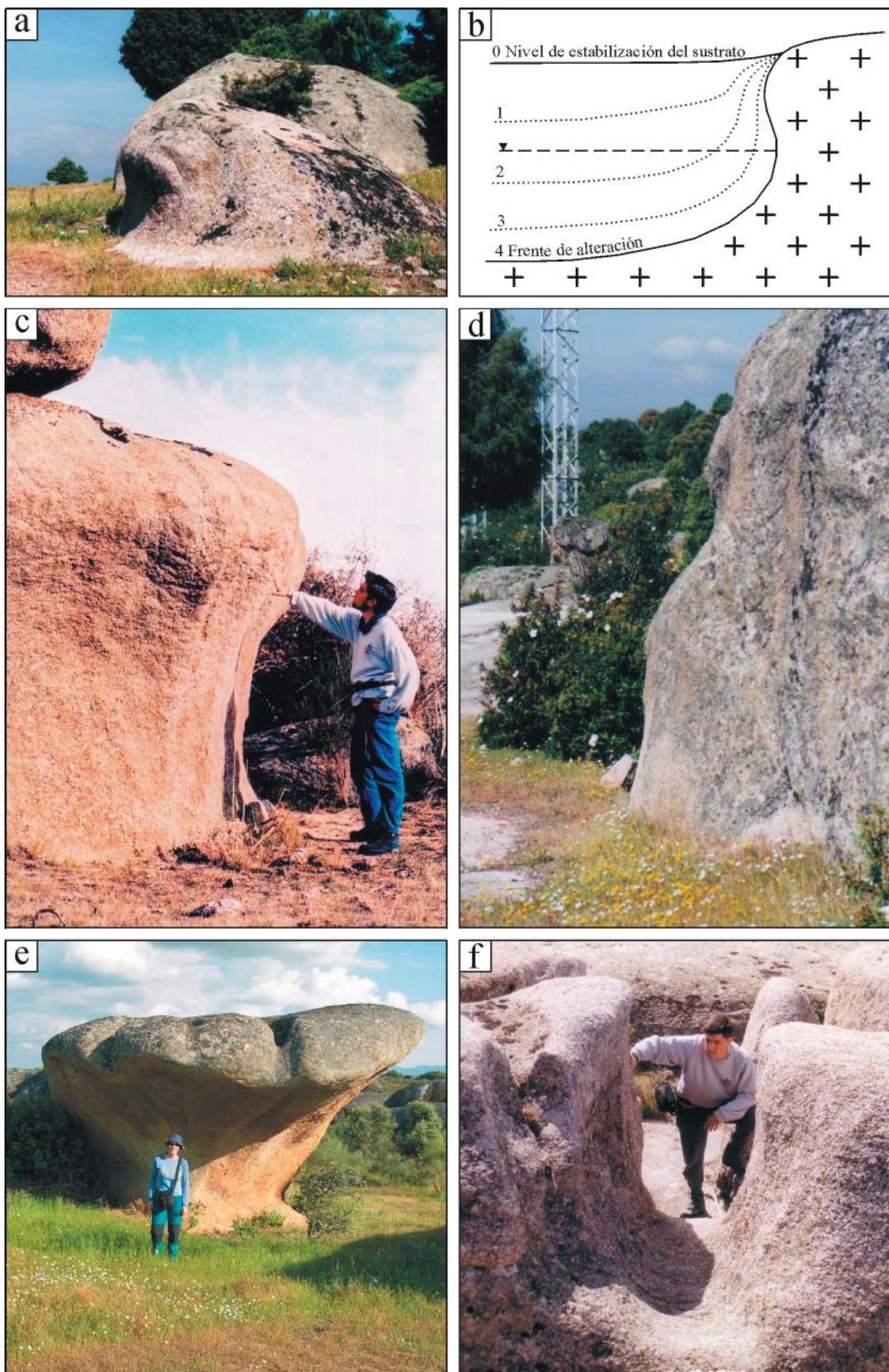
La interacción con otras formas proporciona un conjunto de curiosas morfologías. Pilancones contiguos pueden llegar a unirse si su desarrollo horizontal progresa hasta el punto de erosionar la pared que les separa (Fig. 1.6b). En ocasiones la coalescencia provoca la fosilización de una de las morfologías, pero si los pilancones tienen un

nivel de base similar no tiene por que suceder así. En todo caso, este proceso favorece el ensanchamiento de la cavidad. En estados tempranos de la coalescencia se reconoce perfectamente la unión de distintos pilancones generando pseudouvalas (Domínguez Villar, 2002). Los pilancones en cascada pueden dar lugar a un tipo particular de coalescencias. De forma extraordinaria los pilancones se asocian con tafonis. El desarrollo de pilancones en la parte superior de un bloque y tafonis en la base puede dar lugar a la conexión de ambos y a la fosilización del pilancón (Vidal Romaní, 1983). Algunos pilancones se han desarrollado en la parte inferior de tafonis aprovechando la concavidad que aquellos generan en paredes o superficies muy inclinadas (Fig. 1.6c). Pequeños tafonis pueden llegar a desarrollarse en las paredes de pilancones; la soterración de pilancones es un factor que puede favorecer este hecho debido a la acumulación de humedad en el detrito permitiendo su ascensión a lo largo de las paredes por adsorción. Con cierta frecuencia los pilancones ocupan las superficies recientemente exhumadas. Las flared slopes pueden desarrollarse dentro de macizos a favor de diaclasas, generando corredores rocosos deprimidos que son aprovechados para la consolidación de pilancones generalmente de talla métrica (Fig. 1.6d). Estas asociaciones de morfologías y otras que puedan tener lugar por coalescencia o su influencia, son responsables de las particularidades morfológicas que repercuten en una amplia variabilidad de pilancones.

1.2.6. Flared slopes

Las flared slopes o pendientes invertidas son una morfología asociada a bolos, bloques y límites de macizos en su contacto con las zonas de alteración. Son laderas con elevadas pendientes y perfil cóncavo que pueden llegar a tener pendientes invertidas en su parte culminante (Fig. 1.7). Su escala oscila de unos decímetros a algunas decenas de metros. En bolos y bloques suelen generar morfologías tipo roca fungiforme y en la base de domos u otros macizos rocosos se caracterizan por un escarpado relieve en forma de abrigo rocoso. Al igual que otras morfologías graníticas, se desarrollan en numerosas litologías además del granito, y su distribución es muy amplia a lo largo de todo el mundo. Su génesis se asocia con alteraciones subsuperficiales del macizo en su límite con el manto de alteración (Twidale, 1962). En una zona llana, el manto de alteración puede ser más o menos homogéneo generando una planicie de corrosión (Twidale, 1990). Sin embargo, si existen relieves exhumados la corrosión rebaja los márgenes del macizo o bloque que sobresale a la superficie, verticalizando progresivamente sus paredes. Las zonas afectadas por las variaciones del nivel freático son aquellas donde la meteorización química es más efectiva. Si el nivel freático es mantenido por prolongados periodos de tiempo, la mayor alteración provoca la sobreexcavación de las paredes y la formación de pendientes invertidas. Éste tipo de perfiles requiere una estabilización del manto de alteración suficiente como para que la corrosión química grabe la morfología. La forma deja de desarrollarse en una segunda fase en la cual queda expuesta y comienza una lenta degradación. Con frecuencia el lavado del manto de alteración no es total, o se desarrolla una nueva acumulación de materiales de alteración tras la exhumación, por lo que es común encontrar flared slopes con varios niveles de alteración distintos (Twidale, 1972). El desarrollo de flared slopes se ve favorecido por la mayor humedad entorno al macizo. Esta es la causa de que en algunos casos macizos o bloques desarrollen flared slopes bien desarrolladas en parte de su contorno y no en todo su perímetro. En ocasiones los niveles de alteración química pueden ser el resultado de condiciones locales, sobretudo si la orografía es compleja o la red de drenaje no es igualmente efectiva en toda el área estudiada. Sin embargo, lo más normal es que los niveles de alteración entre unos bloques

y otros próximos entre sí sean muy similares y tengan un origen relacionado con un manto de alteración común.



Las flared slopes son una morfología muy interesante a la hora de realizar estudios de detalle en macizos rocosos en los que existan pocos criterios de correlación. Con frecuencia en una zona propicia a ello, trabajando a escala de decenas o cientos de metros, es posible reconocer numerosos niveles de flared slopes. Dichos niveles permiten su correlación y la reconstrucción de la altura alcanzada por mantos de alteración pasados. Como los perfiles de flared slopes son con frecuencia complejos, puede llegar a reconstruirse más de un nivel de estabilización del manto de alteración. De éste modo se puede establecer un orden relativo de exposición de distintas zonas del macizo. Esto permite separar las morfologías desarrolladas en superficies expuestas en diversos periodos y contrastar sus patrones evolutivos. Del mismo modo que las flared slopes pueden ser correlacionadas entre sí, pueden establecerse criterios de correlación con otras morfologías erosivas y sedimentarias. Aquellas flared slopes desarrolladas en valles fluviales permiten establecer una correlación entre periodos de exhumación y los de encajamiento del cauce. Así se puede conseguir una cronología de los episodios de exhumación por correlación con superficies o depósitos fluviales de cronología conocida (Domínguez Villar, 2002).

La tasa de formación de esta morfología parece ser muy variable dependiendo como es lógico de condicionantes litológicos y climáticos así como de la evolución geomorfológica de la región. Algunas flared slopes de decenas de metros de altura podrían haberse formado a lo largo de cientos de miles de años, mientras que formas menores parece que han podido desarrollarse en escalas de pocos miles e incluso cientos de años (Twidale, 1982; Centeno, 1989).

Figura 1.7. Flared slopes o pendientes invertidas. a) Pequeño bloque con desarrollo de flared slope sólo en la parte de su contorno más favorable. b) Esquema de la génesis de una flared slope. Los niveles 1 a 4 representan sucesivos perfiles del frente de alteración. El nivel del sustrato alterado permanece estable durante el proceso de grabado de la morfología. La máxima alteración se produce entorno al nivel freático (línea discontinua). c) Flared slope con pendiente invertida. d) Flared slope compuesta por dos niveles de alteración. En este caso las pendientes no llegan a estar invertidas en ninguno de los dos casos. e) Roca fungiforme como consecuencia de una flared slope con un gran desarrollo lateral y que se preserva prácticamente todo el bloque. f) Flared slope-diaclasa. Algunos mantos de alteración son locales y se relacionan con estructuras dentro del macizo. En estos casos los niveles de flared slopes no tienen por que corresponder con las profundidades del manto de alteración de la zona, ya que el nivel de base puede ser distinto. Página opuesta.

1.3. Antecedentes

El hecho de que los pilancones sean una morfología abundante, unido a su capacidad de retener agua, lo cual ha sido de utilidad para ciertas sociedades, ha ayudado a que sea una forma familiar para el hombre. Sin embargo, sólo existe registro sobre los planteamientos de su génesis desde la segunda mitad del siglo XIX. Existen numerosos trabajos que aluden a su presencia o realizan breves descripciones. Los trabajos específicos centrados en pilancones son algo más escasos, aportando con frecuencia visiones muy distintas. Los grandes avances para el conocimiento de esta morfología provienen de unos pocos trabajos que realizan descripciones muy precisas y recopilaciones bibliográficas exhaustivas. Algunas de las recopilaciones que se centran exclusivamente en los pilancones como parte principal del trabajo (Twidale y Corbin, 1963; Fairbridge, 1968; Hedges, 1969; Goudie y Migón, 1997), mientras que otras más generales abarcan toda la morfología granítica, prestando buena atención a la descripción de los pilancones (Godard, 1977; Twidale, 1982, Migón, 2006).

1.3.1. Las primeras referencias y el problema de la terminología

Las primeras referencias sobre pilancones datan del siglo XVIII en Dartmoor, Inglaterra, donde se les denominó rock basons o rock basins (Borlase, 1754). Sin embargo, su descripción en esta región se conoce al menos desde 1291 (Worth, 1853). La denominación de rock basins fue utilizada por otros autores pioneros (MacCulloch, 1814; Ormerod, 1859). En alguno de estos trabajos se alude también a otros nombres para denominar a esta morfología, como el de cauldrons (Ormerod, 1859). Las primeras referencias fuera del Reino Unido utilizan distinta terminología, así en España se les denomina hoyos, pilas o pilones (de Prado, 1864) y en Brasil caldeiros (Hartt, 1870) y tanques (Branner, 1913). En Australia se les llama gnammas (Calvert, 1897; Carnegie, 1898; Maclaren, 1912, Talvot, 1912; Juston 1914, Woodward, 1912), aunque también reciben otros nombres derivados de gnammas o completamente distintos como night-wells (Maclaren, 1912).

Conforme las publicaciones de pilancones se fueron haciendo más frecuentes, la terminología se fue complicando. Esto es debido principalmente a la amplia distribución geográfica de los lugares de observación, que incorporan los nombres locales, así como al desconocimiento de trabajos previos y a la incorporación de términos en distintos idiomas. De este modo, en España se les denomina generalmente pilancones o pilas (Pedraza et al., 1989), pías en Galicia (Vidal Romaní, 1982) y cadolle o cassollete en Cataluña (Vilaplana 1987). En Francia se les denomina vasques rocheuses (Tricart y Callieux, 1961) o vasques (Godard, 1977; Lageat et al., 1994; Sellier, 1997). Los investigadores alemanes les han dado diversos nombres, baumverfallspingen y dellen (Freise, 1938), opferkessel, verwitterungsnäpfe o felsschüssel (Wilhelmy, 1958; Fränzle, 1971), u otros nombres como strudelkessel a pilancones o cavidades asociadas a la costa (Schmidt-Tomé, 1937, Carlé, 1940, 1941). En Polonia se llaman kociołki (Bakker, 1960). Los primeros investigadores de Estados Unidos llamaron a esta morfología etched pothole (Udden, 1925) o pothole (Quirke, 1924; Fuller, 1925), y más comúnmente weather pit (Matthes, 1930; Smith 1941; Blank, 1951). Otras terminologías empleadas en diversos puntos del planeta les denominan weathering pit (Dahl, 1966; Alexandrowicz, 1989; Patterson y Boerboom, 1999), solution basins o solution pits y pans (Fairbridge, 1968). Nombres algo

menos frecuentes han sido water eyes, pot holes (Tschang, 1962), bath tubes (Anderson, 1931), rock holes (Smith, 1941), granite pits (Bakker, 1960), waterpockets (Schipull, 1978), rock pans, Gengis Khan cups (Dzulynski y Kotarba, 1979), Araceenhorst (Bakker, 1958), o rock tanks, (Bryan, 1920; Hilton, 1966).

A pesar del abultado número de denominaciones para una misma morfología, en la actualidad los nombres comúnmente aceptados están más restringidos. La terminología local o nombres en distintos idiomas siguen manteniéndose por su comodidad, aunque suelen acompañarse del equivalente lingüístico más aceptado según cada autor para evitar confusiones. De este modo, en trabajos más recientes los términos más generalizados en lengua inglesa son los de rock basin (Twidale 1982; Twidale y Vidal Romani, 2005), o weathering pit (Briner et al., 2003; André, 2004; Domínguez-Villar, 2006). En francés vasque (Godard, 1977), en alemán opferkessel (Hedges, 1969), en español pilancón o pía (Vidal Romani, 1983; Pedraza, 1996; Domínguez Villar, 1999) y en portugués oriçanga (Ferreira y Vieira, 1999). Además en Australia se ha seguido empleando el término gnamma (Bayly, 1999).

La palabra gnamma proviene del nombre que le dan los aborígenes del oeste y sur de Australia a los pilancones. A pesar de la existencia de dialectos, el término más común con que los aborígenes denominan a los pilancones es el de ngamma. Este nombre derivó a gnamma para los primeros europeos por la dificultad en su pronunciación (Tindale y Lindsay, 1963). La palabra ngamar fue incluida en un diccionario que traducía el idioma de los aborígenes australianos del oeste de Australia, con el significado de agujero o charco de agua en la roca (Moore, 1842). Sin embargo, el uso de palabras similares como namma, gnamma, gnamma hole, o gnamma rock hole ha sido frecuente. Dado que aquellos nombres que incorporan la palabra hole implican una reiteración, parecen ser poco apropiados por su carácter tautológico (Twidale, 1982). La palabra gnamma pese a la posibilidad de representar una alteración lingüística de su original, parece contar con más amplia aceptación tanto en textos descriptivos como en trabajos científicos.

La denominación de rock basin ha sido utilizada sucesivamente para describir esta morfología (Twidale, 1982; Twidale y Vidal Romani, 2005), respetando así la denominación empleada para describir los pilancones por primera vez. No obstante, este término plantea algunos equívocos. Existen morfologías asociadas a la acción erosiva glacial que se denominan igual y cuya terminología sigue estando en uso (p. ej., Sauchyn et al., 1998). Además, el término es empleado también para describir depresiones o cuencas en macizos rocosos (p. ej., Johansson, et al., 2001).

Probablemente weathering pit es el término más ampliamente utilizado hoy en día en inglés para reconocer este tipo de morfología. Tanto las palabras weathering como pit son comúnmente utilizadas en trabajos de meteorización y disolución en los que se generan cavidades en superficies rocosas o minerales. En ocasiones esto origina confusión con otras morfologías o elementos de meteorización, y se describen como weathering pits cavidades de meteorización que no son pilancones (Staiger et al., 2006). No obstante, existen términos formales distintos a weathering pit para describir formas distintas a los pilancones. De este modo, a los picoteados producidos por la alteración química diferencial por la corrosión química se les denomina pitting (Twidale y Bourne, 1976). Por su parte, a las pequeñas cavidades (del orden de unos pocos milímetros o centímetros) producto de la disolución de la roca se las denomina dissolution pits (Hereford et al., 1998). A menor

escala, las oquedades que se observan en el proceso de disolución de un grano mineral se denominan etch pits (Dove, 1995; Schultz y White, 1999). Por tanto, es un término que no suele crear confusiones y que es entendido de forma generalizada.

Debido a la importancia de las escuelas francesa y alemana de geomorfología los términos en alemán *opferkessel* (marmita de sacrificio) y francés *vasque* (pilón) son los más frecuentemente utilizados por autores de otros idiomas. Sin embargo, el uso extensivo del inglés hace que cada vez más sean nomenclaturas usadas únicamente en ámbito nacional. Otras acepciones como aquellas de las lenguas en español, portugués, o polaco tienen un carácter principalmente nacional, aunque siguen vigentes.

A pesar de su carácter local y de lo exótico del idioma, la terminología *gnamma* es una de las más aceptadas entre los especialistas en morfología granítica. Esto es debido a la repercusión del trabajo de Twidale y Corbin de 1963 titulado “Gnammas”. Dicha publicación es el trabajo monográfico acerca de esta morfología más importante del Dr. Twidale y la publicación sobre pilancones más citada tanto por él mismo como por otros autores. El Dr. Twidale pasa por ser uno de los padres de la morfología granítica por las decenas de publicaciones monográficas y por la importancia de sus libros en esta materia, especialmente el libro editado por Elsevier en 1982 titulado “Granite landforms”. Por tanto, la palabra *gnamma* ha pasado a formar parte del vocabulario científico por encima incluso de la persona que más ha ayudado a su divulgación. El propio Twidale en trabajos posteriores ha preferido el uso de la denominación *rock basins* para describir esta morfología (Twidale, 1982; Twidale y Vidal Román, 2005). Sin embargo, la difusión del término *gnamma* ha calado tan profundamente entre la comunidad científica, que probablemente se ha desligado de su origen local para adquirir un significado global. El exotismo de la palabra *gnamma* evita cualquier confusión con otras morfologías y su difusión es suficientemente amplia para ser comprendida en el ámbito de la geomorfología.

1.3.2. La variabilidad litológica y la distribución geográfica y climática

En la actualidad la descripción de pilancones abarca un amplio abanico de litologías, así como una distribución en todos los continentes y bajo una gran variedad climática. Gran parte de los pilancones descritos en la bibliografía se desarrollan en granitoides con carácter granular y a menudo isótropo o débilmente anisótropo. Aunque granitos en un sentido amplio del término son las litologías más habituales en las que se forman, también se han encontrado pilancones en rocas metamórficas como gneises (Matthes, 1930), esquistos y pegmatitas (Fuller, 1925), o cuarcitas (Driscoll, 1964; Fränzle, 1971). En rocas volcánicas como riolitas (Mueller y Twidale, 1988), dacitas (Twidale, 1982) y labas basálticas, (Wentworth, 1944). Además, son relativamente abundantes en areniscas o arcosas con cementos silíceos, carbonáticos o ferruginosos, siempre que la porosidad haya quedado sellada (Frye y Swineford, 1947, Schipull, 1978; Gutiérrez Elorza e Ibáñez, 1979; Alexandrowicz, 1989; Sanz Pérez, 1994). Los pilancones son una morfología que aparece con cierta asiduidad en rocas carbonatadas (Kayser, 1912; Elston, 1917; Bryan, 1920; Parizek, 1949; Martin y Knapp, 1961). Dado que los carbonatos tienen también una amplia clasificación geomorfológica, en morfología kárstica a esta forma se la suele denominar *kamenitza* (Bögli, 1960; Gavrilović, 1968; Jennings, 1985) o *tinajita* (Udden, 1925; Hedges, 1969). En carbonatos la formación se ve favorecida por la presencia de caliza microcristalina, muy homogénea y en bancos masivos o a veces también en dolomías (Hedges, 1969).

La distribución de pilancones ha sido descrita a lo largo de los 5 continentes y en una amplia variabilidad de climas. En América se han descrito pilancones desde la isla de Baffin en el norte de Canadá hasta La Patagonia chilena, en una gran variedad de ambientes que incluyen climas fríos (Sugden y Watts, 1977), templado húmedos (Frye y Swineford, 1947), de montaña (Matthes, 1930), áridos o semiáridos (Smith y Albritton, 1941) y tropicales (Bakker, 1958). En Europa las referencias son abundantes desde los países escandinavos hasta el sur de Europa pasando por climas muy fríos (Bakker, 1960; Markgren, 1962), templados húmedos (Godard, 1977), continentales (Czudek et al., 1964), o mediterráneos (Centeno, 1987). En Asia las referencias son más escasas conociéndose un trabajo monográfico en Mongolia bajo un clima continental extremo (Dzulynski y Kotarba, 1979), y descripciones generales en Malasia (Tschang, 1962). En África se han descrito pilancones principalmente en el sur del continente (Watson y Pye, 1985; Twidale, 1988) pero también en regiones intertropicales como Gahna (Hilton, 1966), Namibia (Goudie y Migón, 1997) o Camerún, (Boyé y Fritsch, 1973). Las referencias en Oceanía son numerosas siendo las regiones de climas áridos de Australia las que cuentan con más referencias (Twidale y Corbin, 1963; Twidale, 1982; Bayly, 1999), pero también se han descrito pilancones en Nueva Zelanda (Zotov, 1941; Bartrum y Mason, 1948). También se han descrito pilancones en ambas regiones polares, en Groenlandia (Jensen, 1889, Petersen, 1896, Nordenskjöld, 1914) y en la Antártida (Nichols, 1953, Calkin y Callieux, 1962; Mercer, 1963).

La ubicuidad de los pilancones hace que la mayoría de los autores no hayan prestado mucha importancia al clima, incluso algunos indican que no es un factor limitante (Smith y Albritton, 1941). No obstante, otros autores hacen referencia a la mayor abundancia de pilancones en climas templado húmedos (Kosach, 1952; Wilhelmy, 1958; Hedges, 1969). Aunque muchos autores consideran que se trata de morfologías activas, los hay que las consideran relictos de climas antiguos (Hartt, 1879; Rasmusson, 1959; Bremer, 1965).

1.3.3. La génesis de pilancones y su clasificación

Las primeras interpretaciones sobre la génesis de pilancones les asignan un origen humano relacionado con ceremonias de druidas (Bolarse, 1754; Drake, 1859). Las coloraciones rojizas que en ocasiones aparecen en los pilancones por la descomposición mineral u orgánica, o la presencia de ciertas algas, favorecieron esta hipótesis. Éste es el origen de uno de los nombres alemanes a esta morfología, *opferkessel* o *marmitas de sacrificio*. Pero otros autores pioneros ya aluden a su origen natural (McCulloch, 1814; Jones, 1859; Ormerod, 1859).

Un primer punto a considerar dentro de la génesis por medio de un proceso natural es si los pilancones se forman en un ambiente subsuperficial o subaéreo. La gran mayoría de autores acepta su formación en un contexto totalmente subaéreo (Schmidt-Tomé, 1943; Wilhelmy, 1958). Incluso en algunas recopilaciones se indica que nunca han sido encontrados bajo el suelo (Hedges, 1969). Sin embargo, hay descritas cavidades similares a pilancones por diversos autores que fueron descubiertas tras retirar el suelo que las cubría (Rasmusson, 1959; Twidale, 1976; Centeno, 1989). A pesar de un posible inicio de cavidades en el frente de alteración químico, gracias a debilidades estructurales, texturales, mineralógicas o favorecidas por el drenaje subsuperficial, su verdadero desarrollo está plenamente ligado a su evolución en ambientes subaéreos (Twidale, 1982). Existe una hipótesis un tanto peculiar que relaciona la génesis de pilancones no con un desarrollo

subedáfico, sino más profundo, a varios cientos de metros. Esta hipótesis se basa en la migración y concentración de cargas por vía edáfica o tectónica de tal forma que se desarrollarían superficies equitensionales concéntricamente dispuestas, con morfologías redondeadas y tamaños similares a los de los pilancones (Vidal Romaní, 1983; 1984; 1985). A favor de esas superficies se podrían generar por medio de corrimientos finitos unas superficies de rotura que definen la morfología de cada pilancón. La morfología ya esta definida en la roca, y cuando es expuesta en superficie solamente ha de evacuarse el material a favor de dichos planos de rotura (Vidal Romaní, 1989; Vidal Romaní y Twidale, 1998). Esta hipótesis no ha podido ser probada todavía, y no se han reconocido de forma empírica la existencia de dichos planos de rotura. No obstante, las morfologías descritas sólo se asemejan a pilancones tipo pit dejando de lado por tanto la gran mayoría de pilancones. Este origen ha sido considerado con cautela por otros autores (p. ej., Twidale y Vidal Romaní, 2005).

La mayoría de los autores relacionan la génesis de pilancones con la acción de varios procesos distintos en ambientes subaéreos. La disolución es un proceso aludido en la inmensa mayoría de los trabajos y que suele ocupar el papel principal en el desarrollo de la morfología (Matthes, 1930; Smith, 1941; Klaer, 1957). La dificultad de disolver rocas ácidas y en particular el cuarzo, ha provocado que muchos autores sugieran la participación de sustancias orgánicas que acidifiquen la solución y favorezcan la disolución (Branner, 1913; Rasmusson, 1959). Sin embargo, la sílice es mucho menos soluble bajo pH ácidos lo cual ha sido sólo mencionado por unos pocos autores, sugiriendo que pH básicos favorecerían la formación de pilancones (Bakker, 1960; Fairdbridge, 1968). Otras alteraciones químicas son debidas a la hidratación que en ocasiones algunos autores acompañan de oxidación o hidrólisis (Blank, 1951; Bakker, 1960; Dahl, 1966; Vidal Romaní et al., 1997). La presencia de alteraciones minerales, principalmente en filosislicatos, así como la formación de óxidos, respaldan con frecuencia la existencia de estos procesos.

La meteorización mecánica puede afectar mediante distintos procesos que en ocasiones dependen de la localización del área de estudio. Algunos autores le asignan un origen glaciar o subglaciar (Hartt, 1870; Quirke, 1924; Fuller, 1925). Aunque esta posibilidad ha sido descartada por posteriores autores. La abrasión ha sido citada aunque sin descripción alguna acerca de su acción bajo un dominio hídrico o en periodos de estiaje favorecida por el viento (Lester, 1938; Twidale y Corbin, 1963; Vidal Romaní et al., 1997). También los ciclos de humectación han sido aludidos con frecuencia sin especificar exactamente en que forma afectarían; con frecuencia simplemente se indica que la presencia de agua favorece su formación (Ormerd, 1859; Wentworth, 1944; Hills, 1949; Godard, 1977).

La insolación es otro factor considerado (Ormerod, 1859; Twidale y Corbin, 1963), aunque la expansión y retracción mineral parece tener poca importancia (Twidale y Corbin, 1963). Buena parte de los autores hacen notar la existencia de pilancones en superficies elevadas y planas (Smith, 1941; Wilhelmy, 1958; Twidale y Corbin, 1963, Dahl, 1966; Watson y Pye, 1985). Algunos incluso hacen referencia a la importancia que esta ubicación tiene sobre la insolación como factor significativo en su desarrollo, por alcanzar temperaturas más elevadas y por favorecer el desarrollo de organismos (Hedges, 1969). Por el contrario, aunque de manera minoritaria, algunos autores indican la presencia

de pilancones a la sombra de los árboles, e indican que la concentración de agua escurrida por los árboles favorece su localización (Wentworth, 1944; Bartrum y Mason, 1948). En ocasiones se ha observado asimetría entre las paredes del pilancón en sus flancos norte y sur, que se han relacionado con los efectos de la insolación y la crioclastia (Twidale y Corbin, 1963; Alexandrowicz, 1989).

La crioclastia es un proceso recurrente en la génesis de la morfología, (Matthes, 1930; Lester, 1938; Dahl, 1966; Godard, 1977; Vidal Romaní et al., 1997). En algunos casos, incluso se le ha señalado como uno de los principales procesos (Wilhelmy, 1958; Mercer, 1963). Sin embargo, las zonas donde las temperaturas no descienden de cero desarrollan igualmente pilancones, por lo que algunos autores le han restado importancia a este proceso (Klaer, 1957). La haloclastia también ha sido referida por algunos autores, principalmente aquellos que trabajan en zonas costeras o áridas/semiáridas (Thomas, 1974; Gutiérrez Elorza e Ibáñez, 1979; Vidal Romaní, 1982). Asociados al crecimiento de cristales en la porosidad intermineral, ya sean cristales minerales o hielo, suelen estar las descamaciones, que son referidas especialmente en las fases iniciales de la cavidad (Branner, 1913; Fuller, 1925; Smith, 1941; Zotov, 1941; Rasmusson, 1959).

También se ha llegado a considerar la evolución de pilancones por medio de la vegetación en contraposición a una evolución hídrica (este último caso sería la evolución normal en un pilancón capaz de retener agua). En una forma incapaz de retener agua, la vegetación favorecería su meteorización (Uña, 1996). Otros autores no tienen en cuenta dicho tipo de evolución, al considerarlo un proceso normal de degradación de un pilancón inactivo, similar al del resto del macizo.

Los procesos formadores fundamentales de los pilancones parecen estar ligados a una mezcla de procesos químicos y físicos (Hedges, 1969; Twidale, 1982; Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005). La disolución es el proceso más comúnmente referido seguido de la humectación y la crioclastia. La vaga descripción asociada a la humectación por la mayoría de los autores probablemente haga referencia a la necesidad de agua para su formación, más que a la importancia real de ciclos de humectación y secado para su formación. Procesos como oxidación, hidratación, hidrólisis, fuertes contrastes de insolación, y en determinadas zonas la haloclastia han sido indudablemente observados, aunque su efectividad para la formación de las cavidades parece ser menor, actuando como procesos complementarios o de carácter más local.

Hasta la fecha no existe una clasificación genética de pilancones aceptada de una forma generalizada. Existen diversas clasificaciones morfológicas de entre las cuales la de Twidale y Corbin (1963) es la más aceptada. Dicha clasificación basada en la denominación de pits y pans realizada por Wentworth, (1944) establece tres categorías. Los pits son pilancones cóncavos de un elevado ratio profundidad diámetro, que se desarrollan en superficies aplanadas. Los pans son pilancones de fondo plano o ligeramente cóncavo y con un ratio profundidad/diámetro menor que los pits. También se desarrollan en zonas con poca pendiente. Los pilancones en sillón o armchair shaped son aquellos formados en superficies con pendientes a partir de los 20 ó 30°, y un perfil asimétrico que deja un notable exutorio. Los pits y pans suelen localizarse en las zonas altas de domos u otros residuales, mientras que las cavidades tipo sillón se localizan en los flancos de estos relieves. Los pits no suelen tener exutorio y son capaces de retener agua durante más

tiempo, mientras que se ha sugerido que los pans tienen un mayor desarrollo horizontal por la estructura lajosa del granito en las zonas estudiadas (Twidale y Corbin 1963). En posteriores clasificaciones, este mismo autor ha incluido las perforaciones cilíndricas (cylindrical hollows) como un tipo más de pilancón (Twidale, 1982; Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005).

1.3.4. La edad de formación de pilancones

En cuanto a la tasa de formación de estas morfologías no hay un criterio unitario al respecto; con autores a favor de una rápida formación y otros que indican un lento crecimiento. Algunos datos han sido aportados sin demasiadas indicaciones sobre su obtención, como el de 0,25 mm por año en Dartmoor (Reid et al., 1912). En la misma zona, un pilancón bien conocido y al que se le denomina Mistor pan, ha sido medido en 1828, 1858, 1875 y 1929 obteniéndose valores similares (Worth, 1953). Las pequeñas diferencias entre las mediciones entran dentro de la incertidumbre debida al considerar los límites del pilancón (Twidale, 1982). Otros autores han sugerido tasas de entre 1 y 3 centímetros cada 10 años en Chequia (Chabera, 1961). En el Macizo de Bohemia, Czudek y colaboradores midieron un pilancón cartografiado 35 años antes (Jüttner, 1926), y encontraron que el pilancón era entre 1 y 2 cm mayor, aunque sugerían que esas diferencias podían estar dentro de los errores en las mediciones (Czudek et al., 1964). En pilancones costeros se han descrito tasas de crecimiento de 1 cm cada 33 años, y se ha estimado que la edad media de los pilancones estudiados es de unos 200 años (Emery, 1946). Sin embargo, las estimaciones realizadas para el crecimiento de los pilancones labrados en areniscas y cuarcitas de Fontainebleau sugieren que algunos pilancones podrían haberse desarrollado al menos durante los últimos 100.000 años, aunque hay un buen desarrollo de cavidades originados tras el último periodo glacial (Fränzle, 1971).

La mayoría de los autores que hacen referencia a la tasa de formación lo relacionan no con las dimensiones de la cavidad sino con la edad de la superficie sobre la que se forman. La edad de la superficie sobre la que se desarrolla un pilancón da una edad máxima para la formación de las cavidades en ese sustrato. A este respecto las rocas de reciente formación o exposición subaérea, como en el caso de bloques recientemente desprendidos, superficies que estuvieron glaciadas, cubiertas por el mar, o liberadas de su perfil de alteración, son utilizadas como criterios cronológicos. Algunas referencias de pilancones en zonas costeras de Suecia indican que su edad podría ser inferior a 3000 años, ya que la zona estuvo sumergida hasta entonces, aunque no se descarta que puedan ser anteriores a la invasión del mar (Dahl, 1966). En el caso de superficies en las que se ha producido un lavado de su perfil de alteración, se han descrito pilancones de evolución subaérea en Madrid que evolucionaron desde el final del Pleistoceno superior (Domínguez Villar, 2002). En Madagascar se han descrito dos poblaciones de pilancones desarrollados respectivamente en una superficie erosiva y en otra de corrosión química que fue expuesta con posterioridad. El grado evolutivo de los pilancones es distinto indicando formas menos desarrolladas en la superficie grabada. Aunque los datos cronológicos de las superficies son un tanto pobres, la superficie erosiva sería preterciaria y la otra superficie simplemente posterior (Petit, 1971), los autores sugieren un proceso muy lento de meteorización (Vidal Romaní et al., 1997; Uña y Vidal Romaní, 2000).

El desarrollo de pilancones en zonas glaciadas es uno de los criterios más comúnmente utilizados. Muchos trabajadores han hecho notar la ausencia de pilancones o el desarrollo de formas poco evolucionadas en zonas glaciadas durante la última glaciación, sugiriendo cierta antigüedad para estas morfologías (Fuller, 1925; Matthes, 1930; Hedges, 1969; Uña, 1996). Se han llegado a observar pilancones en zonas glaciadas durante la glaciación anterior (glaciación Illinois), y que son indistinguibles evolutivamente de aquellos formados en zonas que nunca fueron glaciadas (Matthes, 1930; Dahl, 1966; Fairbridge, 1968). En la Serra de Xurés, en Galicia, los pilancones tienen una amplia distribución en las zonas no glaciadas, no habiéndose reconocido forma alguna dentro de los límites del glaciar (Vidal Romaní et al., 1990). La datación de la última fase glaciaria en este macizo entorno a 15000 años (con un error de ± 7000 años) hace pensar a los autores en un lento crecimiento para los pilancones en esa zona (Vidal Romaní et al., 1999; Fernández Mosquera et al., 2000).

La presencia de pilancones y otras formas de alteración bien desarrolladas han sido utilizadas para valorar la antigüedad de una superficie glaciada (Dahl, 1966; Ives, 1978; Nesje y Dahl, 1990). Sin embargo, la presencia de pilancones no implica un dilatado episodio sin glaciación, ya que una zona glaciada puede tener nunataks en los que se preserven los pilancones (Ives, 1966). Además, la preservación de pilancones en zonas glaciadas es posible dependiendo de las condiciones termales del hielo. En latitudes muy altas y condiciones extremadamente frías pueden desarrollarse glaciares de fondo frío (cold based glaciers), donde se puede generar un capa de hielo estática en el contacto con la roca sobre la que se desliza el glaciar, permitiendo así la conservación de forma menores (Kleman y Stroeven, 1997; Kleman y Hättestrand, 1999; Briner et al., 2003; André, 2004). Esto no es posible si las condiciones del hielo son más templadas (warm based glaciers), lo cual ocurre en glaciares fuera de latitudes muy extremas, ya que los efectos de la erosión glaciaria, o la dinámica de deshielo subglaciaria eliminaría cualquier morfología previa (Kleman y Hättestrand, 1999; Briner et al., 2003).

En las Montañas de Cairngorm, Escocia, se han reconocido pilancones de hasta 140 cm de profundidad. La zona estuvo cubierta por un glaciar con un régimen térmico lo suficientemente frío en su lecho que permitió la conservación parcial de tors y algunas formas menores a lo largo cientos de miles de años (Hall y Glasser, 2003). Los tors preservados son el resultado de una meteorización durante periodos interglaciares, sucesivamente interrumpida con la instauración de un manto de hielo en los periodos glaciales. La datación mediante isótopos cosmogénicos de los tors ha permitido evaluar la edad de tres niveles con distinto grado de meteorización. Los pilancones desarrollados en superficies expuestas tras el último periodo glaciario no alcanzaban profundidades superiores a los 5 cm. Los pilancones localizados en superficies con edades entre 20 y 80 ka alcanzaban profundidades de hasta 46 cm, mientras que los pilancones mayores se ha estimado que pudieran tener edades de entre 50 y 300 ka (Hall y Phillips, 2006).

En una descripción más general, la formación de pilancones con posterioridad a la retirada del hielo en el último periodo glaciario ha sido descrita por diversos autores (Twidale y Corbin, 1963; Ferreira y Vieira, 1999; Patterson y Boerboom, 1999). En las inmediaciones de Goteborg se han descrito pilancones con profundidades máximas de hasta 25 cm, desarrollados sobre superficies con estrías glaciares y que tras la deglaciación permanecieron bajo el nivel de los lagos hasta hace al menos diez mil años (Samuelsson y Werner, 1978). En Groenlandia se han descrito pilancones en superficies que se pensaba

no habían sido cubiertos por el hielo en el último máximo glacial (Quirke, 1924), aunque posteriores trabajos sí consideran que el hielo afectó dichas superficies, sugiriendo edades más recientes (Hedges, 1969). En una zona recientemente deglaciada de Patagonia se han descrito pilancones, con profundidades de hasta 7,5 cm, formados tras la retirada del glaciar en un periodo inferior a 1400 años (Domínguez-Villar, 2006).

1.3.5. El detrito del fondo de pilancones y sus mecanismos de evacuación

La presencia de detritos dentro de los pilancones fue considerada ya por algunos de los autores pioneros, que se refieren al detrito como el producto de la desintegración de la cavidad (McCulloch, 1814; Jones, 1859; Ormerod, 1859). La mayoría de los detritos inorgánicos de los pilancones se consideran por todos los autores el resultado de la desagregación, aunque con cierta frecuencia se alude a la existencia de bloques o fragmentos exóticos (Sugden y Watts, 1977; Twidale y Bourne, 1978b). El aumento de la cantidad de detrito en el pilancón ha sido considerado un factor limitante para la profundización de la cavidad (King, 1927; Smith, 1941; Frye y Swineford, 1947; Hedges, 1969; Dzulyński y Kotarba, 1979). Por lo tanto, parece estar en la mente de los autores la existencia de un equilibrio entre el material desagregado y caído dentro del pilancón y aquel que es evacuado. Sin embargo, los mecanismos de evacuación de la cavidad no cuentan con un acuerdo entre los autores. Uno de los mecanismos de evacuación más comúnmente citado, es el que implica la pérdida de material en solución y suspensión de las partículas más finas cuando el agua del pilancón desborda por el exutorio (King, 1927; Smith, 1941; Frye y Swineford, 1947; Twidale y Corbin, 1963; Fairbridge, 1968; Hedges, 1969). En algunos casos incluso se cita la importancia de los procesos de evacuado durante fuertes lluvias, lo cual puede asociarse no sólo al desbordamiento, sino al impacto de gota de lluvia y a la saltación de granos en los primeros momentos de la tormenta (Branner, 1913; Twidale y Corbin, 1963). Algunos pilancones que alcanzan cierta profundidad, y especialmente si tienen un exutorio poco desarrollado, necesitan un volumen de agua muy elevado para desbordarse. En otros casos las cavidades nunca llegan a desbordarse, y la altura a rebosar supera con creces incluso la cantidad de lluvia media anual. Esto presenta un inconveniente para explicar la evacuación en aquellos autores que proponen el desbordamiento como único mecanismo.

La deflación causada por el viento ha sido propuesta por varios autores como un mecanismo que puede evacuar parte del detrito (Lester, 1938; Frye y Swineford, 1947; Blank, 1951; Fairbridge, 1968; Godard, 1977; Gutiérrez Elorza e Ibáñez, 1979). Sin embargo, algunos autores sugieren que en pilancones que alcancen cierta profundidad, por ejemplo un metro, la capacidad de evacuación del viento se vería limitada (Branner, 1913; Klaer, 1957; Twidale y Corbin, 1963). La existencia de una considerable proporción de material fino en el detrito de pilancones hace considerar a Hedges (1969), que el viento no puede ser muy importante. Este mismo autor sugiere que si el viento es capaz de evacuar partículas también sería capaz de introducirlas, por lo que en todo caso la cantidad de material que se evacuase sería similar a aquella que pudiera depositarse. Para comprobar la eficacia del viento en la evacuación de partículas se ha llegado a realizar un experimento (Frye y Swineford, 1947). En un recipiente de dos litros de volumen se aplicaron corrientes de aire, concluyendo que incluso con corrientes de moderada velocidad se evacuaban granos de arena de tamaño fino y medio. Por otro lado, se ha observado que en ocasiones existe un nivel superior o pavimento de partículas de mayor tamaño bajo las cuales el detrito es mucho más heterométrico, lo cual indica la importancia del viento en

la deflación superficial del detrito (Martí Bono y Vidal Romaní, 1981). Otros mecanismos de evacuación son más originales, por ejemplo se ha sugerido que algunas aves silvestres pueden ingerir los granos de los pilancones para ayudar su digestión, lo cual pudiera ser de cierta importancia (Hedges, 1969).

Ya que la presencia de demasiado detrito se ha sugerido como factor que impide la profundización, si el detrito ocupa todo el lecho del pilancón, el crecimiento se desarrollaría principalmente en la horizontal favoreciendo la formación de pilancones tipo pan (Hedges, 1969). El propio lecho de detrito favorecería así el fondo plano. Sin embargo, los pilancones cóncavos tipo pit también tienen detritos (Twidale, 1982), por lo que no queda muy claro su efecto en la profundización y desarrollo morfológico del pilancón. El desarrollo horizontal también podría ser causa de la estructura de la roca (Twidale y Corbin, 1963) o la expansión geométrica de una cavidad inicial plana favorecida por el lajamiento o descamación (Smith y Albritton, 1941). En la distribución del detrito no sólo se han reconocido pavimentos (Martí Bono y Vidal Romaní, 1981), también se han observado patrones de ordenamiento concéntrico e incluso marcas de corrientes tipo ripples (Vidal Romaní, 1983).

En cuanto a estudios de la granulometría o composición del detrito las referencias son escasas siendo generalmente de carácter descriptivo. Destaca sin embargo, el trabajo de Goudie y Migón (1997), que realizan una detallada descripción de los detritos de pilancones en el área de Spitzkoppe, en Namibia, llegando a mostrar cuatro análisis granulométricos. Las distribuciones granulométricas muestran una distribución bimodal que pudiera sugerir una posible acumulación de partículas entorno al límite arena muy fina-limo con un origen eólico. Otros estudios también incorporan algún tipo de estudio granulométrico muy simple, por ejemplo Alexandrowicz (1989), que emplea tres tamices en la fracción arenosa, y además realiza análisis de Ca, Mg, K, Na, P, Fe y S del sedimento total. También es de destacar el trabajo de Bakker (1960), que realizó análisis mineralógicos de los componentes del detrito con rayos X, con especial interés en el estudio de los filosilicatos. Realizó un estudio comparativo entre el detrito del pilancón y el suelo de la selva tropical en la que se encontraba, obteniendo diferencias mineralógicas en las arcillas debido a un pH más básico en los pilancones.

1.3.6. La solubilidad de pilancones en rocas graníticas y medición de las aguas

Una de las peculiaridades de la formación de pilancones es su desarrollo por disolución en rocas síliceas, cuya solubilidad, especialmente la del cuarzo es muy baja (Krauskopf, 1956). Sin embargo, algunos autores indican que son los granos de feldespato y no los de cuarzo los que quedan en relieve (Branner, 1913; Bakker, 1960). Por otro lado, el picoteado o pitting desarrollado en el frene de alteración y que puede llegar a formar cavidades similares a pilancones, deja en relieve los cuarzos (Twidale y Bourne, 1975, 1976; Twidale, 1990). En algunos casos se alude de forma explícita a la igual alteración del cuarzo respecto al resto de los componente de la roca (Smith, 1941). Sin embargo, otros autores indican la mayor alterabilidad de la biotita (Klaer 1957; Wilhelmy, 1958), o de ciertas inclusiones (Hedges 1969). La presencia de precipitaciones también ha sido descrita por diversos autores aludiendo principalmente a la formación de óxidos y en ocasiones sílice (Smith, 1941; Twidale y Corbin 1963; Dahl, 1966). Aunque hay autores que aluden a la haloclastia como un proceso significativo en la formación del pilancón, no son frecuentes los trabajos que especifiquen el tipo de sales, habiéndose encontrado en

algunas descripciones la presencia de yeso (Alexandrowicz, 1989). La precipitación de los productos disueltos se ha relacionado por todos los autores debido a la evaporación. Aunque en las regiones con mayor evaporación las rocas presentan mayor grado de encostramiento y son frecuentes los barnices del desierto (Hunt, 1954; Reneau, 1993; Broecker y Liu, 2001), no se ha encontrado ningún autor que relacione encostramientos en pilancones con factores climáticos, probablemente a causa de la amplia distribución geográfica de los encostramientos (Douglas, 1987; Dorn et al., 1992).

La solubilidad de los minerales del granito depende en gran parte del pH de la disolución, lo cual ha sido referido en algunos trabajos (Fairbridge, 1968; Hedges, 1969). El cuarzo tiene una solubilidad muy baja, lo cual hace pensar en una muy lenta disolución, a la escala de tiempos geológicos. Sin embargo, la solubilidad del cuarzo disminuye considerablemente con valores básicos de forma exponencial, alcanzándose solubilidades muy inferiores con valores de pH superiores a 9 (Baumann, 1955; Krauskopf, 1956; Dove, 1995; Martini, 2000). Además la presencia de ácidos orgánicos (Bennett, 1991), y sales minerales (Rimstidt y Barnes, 1980; Fournier, 1983), disminuye aún más la solubilidad. En el caso de feldespatos y filosilicatos, las solubilidades son algo menores pero siguen siendo bajas para considerar efectivo el ataque de aguas de lluvia en breves periodos de tiempo. Su solubilidad también depende del pH de la disolución y es mínima con valores de pH moderadamente neutros, aumentando tanto hacia valores ácidos como básicos (Wollast, 1967; Blum y Stillings, 1995; Nagy, 1995).

El estudio del pH en pilancones ha sido muy limitado. Aunque con frecuencia observaciones generales han sugerido que la actividad de las plantas acidificaba el agua de los pilancones, muchos de estos comentarios no van acompañados de las mediciones pertinentes. Las medidas aisladas de algunos investigadores aportan valores ligeramente ácidos o neutros en la mayoría de los casos (Smith, 1941; Twidale y Corbin, 1963; Demek, 1964; Fränzle, 1971; Vidal Romaní, 1982; Alexandrowicz, 1989; Bayly, 1997). Sin embargo, la complejidad de la evolución del pH en las aguas de los pilancones no se consideró hasta que Emery (1946), realizó medidas a lo largo de un mismo día en la misma cavidad en zonas con influencia del mar. Observó variaciones entorno a dos unidades de pH a lo largo del día. Durante la noche el CO_2 aumentaba debido a la respiración de los organismos que habitaban las cavidades, mientras que el pH iba incrementando a lo largo del día por la fotosíntesis de las algas. Ya en 1925 Udden había observado burbujeos en pilancones, y hacía notar que se hacían inexistentes tras la puesta del sol. Él asoció la composición de los burbujeos con el CO_2 emitido por los seres vivos al respirar, aunque una reinterpretación de los hechos hace pensar en la composición de O_2 de estas burbujas producidas por la fotosíntesis de algas (Hedges, 1969). La disminución del CO_2 por acción de las algas también es reconocida por Bögli (1960), quien indica que puede ser causa de una mayor disolución en las paredes del pilancón. El contraste de mediciones de valores básicos o ligeramente ácidos especialmente a tempranas horas, ha sido también registrado en regiones tropicales (Bakker, 1960). Éste autor no descarta que los valores básicos tengan relación con la latitud en la que se encuentra, ya que otros autores registran valores ácidos en latitudes más altas, aunque descarta que se trate de una cuestión de la cantidad de lluvia. Similares observaciones con variaciones diarias en el pH y su paso de condiciones ácidas a básicas han sido descritas por otros autores y asignadas igualmente a la actividad fotosintética de las algas (Revelle y Fairbridge, 1957; Fairbridge, 1968). Sin embargo, otras observaciones en variaciones diarias del CO_2 se han relacionado con la temperatura diaria (Frye y Swineford, 1947).

La medición de valores de pH realizados sobre 100 pilancones de Galicia ha aportado uno de los rangos más abultados de pH, con valores que oscilan entre 3,75 y 11,03 (Vidal Romaní, 1982, 1983). La mayoría de las mediciones dieron valores ácidos o ligeramente ácidos con una concentración de valores básicos a muy básicos en los pilancones de una localidad próxima a la costa. En base a los mismos datos e intentando una correlación con el volumen del pilancón, la superficie de agua y la altura del exutorio, se concluye que no existe relación entre los valores de pH con los procesos de disolución o alteración de los pilancones (Vidal Romaní, 1982). En cuanto a la valoración de los procesos de disolución, destacan las estimaciones realizadas por Fränzle (1971) que incorpora imágenes de SEM, y los análisis químicos de las aguas llevados a cabo por Alexandrowicz (1989), ambos en pilancones desarrollados en areniscas y cuarcitas.

Los restos orgánicos han sido descritos por numerosos autores interesados en la morfología y evolución de pilancones, pero no muchos han aportado datos acerca de las especies concretas que las habitaban (Vidal Romaní, 1983; Alexandrowicz, 1989). La desagregación de organismos es importante para el equilibrio químico de un pilancón, ya que acidifica las aguas, lo cual como ya se ha comentado ha sido sugerido por numerosos autores. Aunque los autores interesados más en la evolución geomorfológica han mostrado poca atención a los restos orgánicos, el detrito se ha considerado una mezcla de ambos, componentes detríticos y orgánicos (Hedges, 1969; Vidal Romaní y Twidale, 1998). A pesar de no prestar demasiado interés acerca de la evolución de los pilancones, los ecólogos han descrito numerosas especies que los habitan, así como los nichos ecológicos tan excepcionales que representan estas cavidades (Bishop, 1974; Bayly, 1982; Ranta, 1982; Lake et al., 1989; Bayly, 1992, 1999). En estos trabajos se hace referencia a algas, vegetales, invertebrados y vertebrados. Las algas cianofíceas son las más comunes, mientras que entre los invertebrados se reconocen numerosos insectos (coleópteros, dípteros y hemípteros) y crustáceos (anostráceos, conchóstracos, cladoceros, copépodos y ostrácodos). También se hace referencia a los nichos ecológicos, destacando cuatro grupos ecológicos: los residentes permanentes, los que pudiendo dispersarse suelen pasar buena parte de su ciclo vital en el pilancón permaneciendo en estado latente en periodos secos, aquellos con capacidad de dispersión y que evitan permanecer durante el periodo seco, y por último aquellos con una alta capacidad de dispersión y carencia de mecanismo para resistir a periodos secos y que tienen una presencia muy discontinua en los pilancones (Jones, 1971; Wiggins et al., 1980; Williams, 1985; Bayly, 1997).

1.3.7. Mediciones de las dimensiones y morfometría en pilancones

Más allá de las mediciones del agua, los valores cuantitativos referidos a pilancones no son muy abundantes. Se han llegado a medir temperaturas de la roca en la que se desarrollaban los pilancones para determinar si las diferencias entre las caras norte y sur de un bloque podrían ser causa de la asimetría de ciertos pilancones (Twidale y Corbin, 1963). En otras ocasiones se hace referencia al número de cavidades por bloque o superficie de terreno para establecer una valoración de los procesos de meteorización (Calkin y Callieux, 1962). Pero las mediciones más comunes son aquellas que determinan la dimensión de la cavidad. Algunos de los intentos de establecer la tasa de crecimiento de estas morfologías se han basado en la medición de una misma cavidad a lo largo de años sucesivos (Worth, 1953; Czudek, 1964). Uno de los primeros trabajos que emplea la morfometría como herramienta principal para caracterizar los pilancones es el realizado por Schipull (1978), llevado a cabo sobre areniscas. También en areniscas es digno de

mención el trabajo de Cooks y Pretorius (1987). En granitos, destaca por su seriedad y lo exhaustivo de la descripción morfométrica el trabajo de Goudie y Migón (1997). Con cierta frecuencia la profundidad máxima se ha relacionado con el grado de evolución de la forma (Samuelsson y Werner, 1978, André, 2004). Sin embargo, la medición sistemática ha sido menos frecuente, y ha sido llevada a cabo para valorar el uso de ese parámetro como indicador cronológico relativo de la superficie sobre la que se desarrollan los pilancones (Hall y Phillips, 2006).

La medición de valores de pilancones y el intento de establecer relaciones entre distintos parámetros representa la base de la morfometría de pilancones. La medición sistemática de cavidades llevada a cabo por Vidal Romaní (1982, 1983) es uno de los primeros intentos de un acercamiento estadístico a la morfometría. En este estudio morfométrico se consideran estaciones o zonas de medida, con un número mínimo de medidas que puedan ser estadísticamente representativas. Se han llegado a plantear hasta cuatro índices que pueden estar en relación con la evolución de la forma, relacionados con el área, el volumen y la profundidad. Algunos índices tiene relación con los límites donde se desarrollan, como la relación entre el área del pilancón y la de la superficie en la que se encuentra (área del bloque), o la profundidad del pilancón contra la profundidad máxima hasta que el bloque queda compartimentado por una fractura (Vidal Romaní, 1983). También se ha considerado la relación entre la profundidad máxima y mínima (Vidal Romaní, 1982, 1983; 1989; Uña, 1998, 1999; Uña y Vidal Romaní 2000, Domínguez Villar, 2002, 2006). Por último, se ha considerado el volumen de roca evacuado (Vidal Romaní et al., 1997). Otros trabajos en morfometría no pretenden más que establecer relaciones entre distintos parámetros, cómo aquellos entre anchura y longitud para valorar la importancia de la estructura de la roca (Uña, 1996).

Uno de los criterios morfométricos más comúnmente seguido para valorar la evolución o edad de pilancones es el de la relación de profundidad máxima y mínima. La profundidad mínima viene dada en muchos casos por el exutorio, un surco de carácter erosivo que facilita la salida del agua. La palabra exutorio en español (Vidal Romaní, 1983) ha sido utilizada también en francés, exutorie (Godard, 1977) y en inglés, spillway (Hedges, 1969). La degradación progresiva del exutorio parece estar detrás de la asociación entre el ratio de profundidad con el tiempo, aunque este hecho ha sido sólo vagamente referido (Uña, 1998), mientras que otros autores directamente lo plantean casi como un axioma. La relación de este parámetro con la edad sería tal que a mayor ratio de profundidad mayor edad (Uña, 1999; Uña y Vidal Romaní, 2000; Domínguez Villar, 2002, 2006), aunque algunos trabajos sugieren ratios próximos a la unidad para formas activas y superiores para formas en degradación (Vidal Romaní, 1989). Al igual que otras hipótesis planteadas en la formación de pilancones, la de la relación entre ratio de profundidad y edad requiere aún de dos premisas fundamentales: establecer con claridad una relación directa e inequívoca con una génesis, y realizar un control exhaustivo de la cronología de las formas que permita demostrarla, ya que los trabajos hasta la fecha no son conclusivos.

La medición de poblaciones de pilancones por estaciones permite el estudio comparativo de poblaciones en las que se controlen los factores que se desean evaluar; por ejemplo edad de la roca, estado degradativo del granito, tamaño de grano, altitud, clima, edad de la superficie, etc. Las posibilidades del estudio comparativo por morfometría

han sido poco desarrolladas, basándose principalmente en el estado degradativo de las poblaciones (Vidal Romaní et al., 1997; Uña y Vidal Romaní, 2000; Domínguez Villar, 2002). Sin embargo, algunos trabajos han sugerido la importancia de factores como la altitud para el desarrollo de los pilancones, con formas más ralentizadas a mayor altitud (Uña, 1997). El resultado fiable de las estadísticas dependerá en buena medida del diseño adecuado del experimento y del empleo apropiado de las herramientas estadísticas. Aunque muchos trabajos se centran en una descripción de los datos y correlación entre ciertos parámetros, la aplicación de análisis multivariantes, como análisis factoriales o análisis de componentes principales, han llegado a resultar de cierta utilidad en ciertos momentos (Uña, 1996, 1997, 1998). Sin embargo, el principal problema del tratamiento estadístico es el diseño de experimentos, ya que existe un elevado número de factores que intervienen y el conocimiento de su influencia es aún limitado. Esto puede llevar a conclusiones erróneas en algunos casos, como por ejemplo el intento de usar poblaciones de pilancones para caracterizar superficies rocosas muy antiguas, sin conocer el rango de temporal en el cual los pilancones son discernibles (Domínguez Villar, 2002).

1.4. Líneas principales de la investigación y objetivos

El presente estudio se basa en el diseño de un número limitado de experimentos con unas directrices relativamente sencillas y que se encaminan a resolver o aportar datos sobre cuestiones muy concretas. Los aspectos sobre los que se ha trabajado abarcan cuestiones básicas que puedan ayudar a resolver algunos de los interrogantes fundamentales sobre la génesis y evolución de pilancones. Las incógnitas primordiales que se pretenden abordar son la tasa de formación de pilancones, la influencia de factores externos como el clima, y la profundización en la génesis de la morfología. Para la realización de este trabajo se aportan observaciones de varios miles de pilancones en ambientes muy diversos, prestando especial atención al contexto morfológico en el que se sitúan. Se ha realizado una medición sistemática de las dimensiones de cerca de un millar de pilancones en estaciones estratégicamente localizadas para realizar comparaciones entre la morfometría de los pilancones. Por último, se ha llevado a cabo una monitorización de una serie de pilancones para comprender la dinámica de las propiedades del agua, así como de sus detritos, e intentar entender mejor los procesos que generan las cavidades.

Ya que lo que se pretende es conocer la evolución de pilancones de una forma genérica, la distribución de las áreas de estudio ha sido lo más variada posible. El objetivo principal que se persigue con una amplia distribución es el de tener un buen control del contexto geomorfológico y especialmente de la cronología de los pilancones. Por ello las localidades de estudio más remotas fueron ubicadas en zonas con un buen control cronológico en la exhumación de la superficie sobre la que se sitúan los pilancones. La distribución geográfica incorporada en este trabajo permite establecer una cierta variabilidad en la climatología, así como en las características petrológicas, el contexto tectónico de los plutones y su edad. Las zonas de estudio se han centrado principalmente en climas fríos, templado húmedos o mediterráneos y en ocasiones con ambientes de montaña. Aunque los climas de buena parte de las localidades tengan notables diferencias, la mayoría de los procesos de meteorización son comunes en todos los ambientes, pudiendo establecerse relaciones directas en todos los casos. De este modo, en la mayoría de las estaciones los pilancones sufren sequías estivales, temperaturas medias o altas al menos durante parte del año y ciclos de hielo deshielo frecuentes. También se han

elegido dos localidades con climas bien distintos, en desiertos cálidos, para valorar si los procesos pueden equipararse. El estudio de pilancones en ambientes tropicales (cálidos hiperhúmedos) o templados hiperhúmedos podría completar una visión algo más global de este trabajo, aunque ya existen referencias a este respecto (Vidal Romaní et al., 1997; Uña y Vidal Romaní, 2000).

El hecho de que los pilancones sean una morfología convergente y que se desarrollen en un amplio abanico de litologías es un hecho que complica la generalización de los procesos genéticos y su tasa de formación. En este trabajo sólo se han considerado pilancones desarrollados en rocas ígneas silicatadas en distintos grados de alteración o deformación. Para limitar aún más los procesos que afectan la génesis, se han estudiado localidades en ámbitos continentales, sin influencia marina. Además para evitar la convergencia de formas así como la acción de procesos adicionales, la incorporación de pilancones para el estudio morfométrico ha sido muy selectiva. Se han analizado solamente pilancones activos que no presenten relaciones complejas con otras morfologías o con el sustrato en el que se desarrollen. Se trata así de comparar pilancones cuya morfología depende al mínimo de condiciones locales, con una mayor dependencia del sustrato y el ambiente en el que se han formado.

Restringir el estudio a unas formas y condiciones determinadas limita en parte la posibilidad de la convergencia de formas, centrándonos en una génesis muy particular. La gran abundancia de formas afines a pilancones y la diversidad de ambientes dificulta su estudio pormenorizado y la profundización a la hora de establecer génesis o tasas de crecimiento concretas. Limitando el estudio a formas simples se pretende realizar un análisis que permita un avance en el conocimiento al menos de las formas más básicas, eliminando el ruido causado por ejemplares con particularidades. Por tanto, hay que tener en cuenta que los resultados de este trabajo es posible que no puedan extrapolarse alegremente a todas las morfologías tipo pilancón. Es posible que los pilancones desarrollados en climas muy distintos tengan evoluciones particulares que no coincidan exactamente con los aquí estudiados. Igualmente es probable que aquellos pilancones desarrollados en otras litologías, especialmente aquellas de composición carbonatada, estén sujetos a procesos químicos muy distintos y a tasas de formación completamente diferentes. Por supuesto, la estructura de la roca y la ubicación de cada pilancón en relación a su contexto pueden definir particularidades morfológicas que no van a ser estudiadas en detalle durante este trabajo.

El estudio morfométrico de pilancones se basa en establecer una serie de características medias en una población de pilancones mediante el estudio de una muestra suficientemente representativa. Con la intención de minimizar los factores de los que puedan depender los pilancones de una localidad, las observaciones se han realizado en perímetros reducidos, de unos pocos cientos de metros a lo sumo. Se trata de minimizar variaciones en petrología, el contexto geomorfológico o el microclimático. La zona en la que se localizan los pilancones de una localidad tiene por tanto unas dimensiones limitadas y se ha denominado “estación de medida”. El número mínimo de medidas en cada estación depende en parte de las características de las poblaciones y de la representatividad que se desee. Por lo general, las poblaciones con cierta complejidad requieren de varias decenas de observaciones, siendo recomendable que las medidas sean superiores al medio centenar y si es posible llegar a la centena. En ocasiones la ausencia

de pilancones, especialmente cuando se estudian pilancones de nueva formación, hace limitar el número de observaciones. No obstante, es frecuente que las características de las poblaciones sean más sencillas, con lo que el número de observaciones puede ser considerablemente menor.

Uno de los experimentos principales que se ha llevado a cabo es el de establecer la tasa de crecimiento de los pilancones. Para el diseño del experimento, se han elegido varias localidades situadas en zonas glaciadas durante el último periodo glacial. En todos los casos los glaciares tenían una dinámica de fondo erosivo por lo que no es posible la existencia de pilancones previos a la glaciación. Las localidades han sido cuidadosamente seleccionadas para evitar las cavidades debidas a flujos turbillonares en los drenajes subglaciares. De este modo, las observaciones se limitan a cavidades desarrolladas íntegramente con una dinámica de pilancones tras la retirada del hielo. Las localidades escogidas tienen una cronología del glaciario bien definida por tratarse en muchos casos de regiones emblemáticas en estudios de glaciario. Además, la cronología de la deglaciación en los distintos sitios suele haberse obtenido mediante diversos métodos de datación y por distintos grupos de investigación. El diseño del experimento para conocer la tasa de formación de pilancones implica el estudio de zonas deglaciadas en distintos momentos. El rango cronológico de las superficies estudiadas oscila entre unos pocos cientos de años y decenas de miles de años, coincidiendo con las tasas de formación sugeridas por diversos autores (Twidale y Corbin, 1963; Czudek, 1964; Hedges, 1969).

Pilancones desarrollados en zonas glaciadas durante la penúltima glaciación tienen iguales características que aquellos desarrollados sobre superficies que nunca fueron glaciadas y son indistinguibles (Matthes, 1930). La evolución de esta morfología erosiva es autodestructiva, por lo que es lógico pensar que una población de pilancones no pueda alcanzar edades muy antiguas, aunque esto no quiere decir que algún ejemplar aislado lo consiga. Una vez que un pilancón comienza su desarrollo existen diversos procesos que pueden dejarle inactivo y hacerle desaparecer. Hay que tener en cuenta que la probabilidad de que un pilancón deje de evolucionar de forma activa es mayor cuanto más tiempo discorra. En una superficie muy antigua los pilancones desarrollados pueden tener distintos grados de evolución y sucesivamente irán apareciendo y desapareciendo individuos. En una superficie que lleve expuesta muchas decenas o incluso cientos de miles de años, como aquellos de Yosemite que describe Matthes (1930), algunos pilancones pueden alcanzar un estado evolutivo maduro y senil, con lo que los pilancones de esta superficie serían indistinguibles de superficies que llevan expuestas mucho más tiempo. Por tanto, hay que tener muy en cuenta que la edad de la superficie sobre la que se desarrollan los pilancones indica la edad máxima que éstos pueden alcanzar, pero no necesariamente indican su edad. Para conocer la edad en la que los pilancones alcanzan un estado senil y son indistinguibles de poblaciones desarrolladas en superficies muy antiguas es necesario realizar estudios sobre superficies progresivamente más antiguas.

El estudio de superficies progresivamente más antiguas y de las características morfométricas de los pilancones va a permitir no sólo establecer las tasas de crecimiento y el límite cronológico máximo de los pilancones como indicador evolutivo, sino si existe algún índice morfométrico capaz de valorar la edad del pilancón. Una de las hipótesis de partida de este trabajo es que el ratio de profundidad (relación entre profundidad máxima y mínima) es un indicador de la evolución de aquellos pilancones estudiados. El diseño

de este experimento va a ser capaz de valorar esta hipótesis y de establecer dado el caso, el rango cronológico que abarca. El estudio de granitos con diferencias petrológicas y cronológicas así como las peculiaridades climáticas de las localidades pueden en parte alterar la comparación morfológica. Sin duda este es un factor que habrá que tener en cuenta en las comparaciones, aunque tanto las características petrológicas como el clima en las distintas localidades son en la medida de lo posible semejantes.

Un segundo experimento trata de evaluar como los factores externos afectan el desarrollo de pilancones. El diseño de este experimento implica la localización de varias estaciones en distintos plutones y a diferentes altitudes dentro de una misma región. Se trata de ver si la diferencia petrológica es un factor significativo y si las variaciones climáticas causadas por el rango altitudinal dentro de cada litología causan variaciones en la morfología. El establecer estaciones a distintas cotas permite evaluar la importancia de la precipitación y la temperatura en la formación de los pilancones y si éstos factores tienen una repercusión morfológica. Evaluar la importancia de la petrología es más complejo debido al elevado número de factores que pueden intervenir. En este caso se trata simplemente de comparar la distribución de pilancones en distintos plutones con similares características, y valorar si las diferencias litológicas tienen alguna repercusión morfológica.

Con frecuencia la distribución de pilancones caracterizados por el ratio de profundidad presentan una distribución asimétrica resultado de una mezcla de poblaciones más sencillas (Domínguez Villar, 2002, 2006). Estas subpoblaciones son discernibles por la mayor frecuencia de pilancones en determinados ratios de profundidad, existiendo ratios que apenas cuentan con pilancones. Partiendo de la idea de que el ratio de profundidad es un indicador de su estado evolutivo, cada conjunto de pilancones agrupado en una subpoblación representaría distintas fases evolutivas en el desarrollo del conjunto de la población. Por tanto, la existencia de las distintas subpoblaciones puede indicar sucesivos periodos en los que la génesis de nuevos pilancones era más favorable. Esta idea representa la segunda hipótesis de partida del análisis morfométrico.

Con frecuencia ciertos pilancones dejan en su contorno evidencias de sucesivas fases de alteración, costras, niveles, etc. La distinción de fases en un pilancón puede representar variaciones en los procesos de meteorización, pero también pueden ser el resultado de un evento sucedido en su contexto local. No obstante, en poblaciones complejas es relativamente común la distinción de pilancones que preservan morfologías atestiguando haber sufrido varias fases de meteorización, y no representan casos extraordinarios. En superficies expuestas de forma continuada, el único factor variable con el tiempo capaz de modificar los patrones de meteorización en toda una población de pilancones es el clima. El estado evolutivo de las poblaciones que define el ratio de profundidad coincide con el número de fases reconocidas en pilancones polifásicos para cada subpoblación. Por tanto, parece que la formación de nuevos pilancones y el rejuvenecimiento de los procesos de meteorización en los pilancones que ya existían se ven favorecidos durante determinados periodos. En cambio, otros intervalos temporales parece que pudieran caracterizarse por una pobre proliferación de nuevas cavidades, así como el abandono o menor meteorización de parte de las superficies, como queda registrado ocasionalmente en algunos pilancones.

En las localidades donde es posible establecer una cronología precisa de la exhumación de la superficie, y se pueden diferenciar claramente sucesivas subpoblaciones de pilancones, pueden establecerse correlaciones con registros paleoclimáticos. Dada la suposición del sentido evolutivo del ratio de profundidad se puede intentar relacionar cambios en el clima con las distintas subpoblaciones de pilancones. De este modo se refuerza las hipótesis sobre la influencia de ciertos procesos de meteorización en la génesis de esta morfología, por ejemplo formación de nuevos pilancones durante periodos con mayor crioclastia, o mayor temperatura y por tanto disolución, etc. Hay que tener en cuenta que los factores que favorecen la formación de pilancones no tienen por que ser los mismos en localidades cuyas características del sustrato o del clima son distintas. Por tanto, el ratio de profundidad se ha propuesto no sólo como indicador cronológico relativo, sino para determinar las distintas fases de formación de pilancones y en consecuencia como indicador paleoambiental.

El estudio morfométrico puede aportar numerosa información sobre la génesis y la evolución de la morfología, pero para establecer con detalle su génesis es necesario realizar un estudio pormenorizado de los procesos actuales en un pilancón. Para ello se ha planteado la monitorización de un conjunto de pilancones, realizándose un seguimiento tanto de la dinámica de las aguas como de los detritos que se encuentran en el pilancón. También se han realizado observaciones sobre el sustrato de la cavidad y sus características en función de su ubicación dentro del pilancón. El estudio actual de los procesos en pilancones es fundamental si se pretenden establecer relaciones a lo largo del tiempo. Se trata de reconocer los procesos que intervienen, disolución, oxidación, crioclastia, deflación, etc. En los casos en los que los mecanismos no estén bien definidos intentar determinarlos, por ejemplo cómo se produce la disolución, o la precipitación de fases minerales. También se intenta evaluar la importancia de los distintos procesos en el modelado de la cavidad, así como su repercusión morfológica. La cantidad de detrito recavada en los pilancones en un periodo determinado es fácilmente cuantificable, sin embargo, otros procesos como la disolución o precipitación pueden ser observados tanto en la roca como en la composición del agua, pero su evaluación es más compleja y sólo permite valoraciones aproximadas. En cualquier caso, la monitorización de sistemas actuales puede permitir una estimación de las tasas de meteorización que permita una comparación con las dimensiones de pilancones de estaciones de edad conocida.

El conocimiento de la dinámica actual es por tanto necesaria si se pretende aportar credibilidad a las relaciones con dinámicas en el pasado y la evolución morfológica. La observación y seguimiento sobre unos pocos pilancones permite una recopilación de datos muy detallada. Por lo general, en trabajos más amplios algunas observaciones de detalle pasan desapercibidas o no se les presta demasiada importancia, pudiendo ser de vital significado para el desarrollo de la cavidad. La monitorización marca además la conexión entre la morfología y la dinámica de los distintos procesos de meteorización. El estudio de las propiedades químicas del agua, o de la evolución de los detritos en el tiempo puede permitir evaluaciones de las tasas de crecimiento actual. De este modo el acercamiento a la génesis y evolución de pilancones se realiza tanto desde un punto de vista del resultado morfológico como desde el de los procesos genéticos.

Establecidas las líneas básicas de la investigación, así como el diseño realizado para su consecución, los objetivos planteados han sido:

- Desarrollar una metodología apropiada para el estudio morfométrico de pilancones y determinar las comparaciones e índices más interesantes en cada caso. Se prestará especial interés a la coherencia y significado estadístico de la relación de profundidad máxima y mínima.
- Estudiar la morfología de pilancones desarrollados sobre superficies de edad progresivamente más antigua en distintas localidades para evaluar la tasa de crecimiento de los pilancones. Intentar limitar el rango temporal máximo en el que una población de pilancones desarrollada sobre una superficie exhumada puede ser morfológicamente discernible de otra desarrollada en una superficie que lleve expuesta mucho más tiempo. Utilizar las estaciones de medida con un buen control cronológico para valorar la posibilidad de que el ratio de profundidad o algún otro índice morfométrico pueda ser buen indicador de la edad de los pilancones.
- Reconocer los procesos de meteorización que afectan a la evolución de los pilancones activos y evaluar su grado de repercusión y su incidencia en la morfología. Para ello realizar una monitorización de las propiedades del agua y los detritos de los pilancones. Intentar establecer tasas de crecimiento basadas en mediciones actuales sobre aquellos procesos que sean susceptibles de ser evaluados.
- Determinar las posibles relaciones con distintos factores externos, en especial el clima. Identificar las repercusiones morfológicas en cavidades concretas o en poblaciones de pilancones y sus posibles implicaciones en la distinción de fases evolutivas. Evaluar si el ratio de profundidad o algún otro índice morfométrico es capaz de relacionar las fases de los pilancones con variaciones ambientales.
- Evaluar el potencial de la morfología de pilancones como indicador paleoambiental, debido a las variaciones temporales de los procesos de meteorización en las cavidades. Delimitar el rango temporal y la resolución que puede llegar a alcanzarse mediante el estudio morfométrico de pilancones. Establecer las posibles causas por las que los índices morfométricos puedan tener un significado cronológico y ambiental.

2. METODOLOGÍA

El desarrollo de este trabajo ha seguido un planteamiento de partida y un diseño de experimentos muy concreto. Alguno de los experimentos planteados ha conllevado la búsqueda de localidades apropiadas para el establecimiento de estaciones morfométricas. Esto ha supuesto establecer un contexto regional lo más detallado posible de todas las localidades, lo cual es una dificultad adicional ya que las estaciones se sitúan en varios países distintos. En ocasiones una profunda búsqueda bibliográfica ha ayudado a entender suficientemente el contexto de las estaciones. En otros casos ha sido necesaria la realización de cartografías propias o un análisis detallado de episodios de meteorización de los tors o macizos graníticos, para obtener información adicional del entorno en el que se sitúan las estaciones. En todo caso se han escogido siempre zonas con un dilatado estudio regional que pudiera aportar la máxima información acerca del contexto geológico y geomorfológico. De este modo se ha podido centrar el estudio en la problemática de los pilancones.

Dado que el estudio de la forma de las cavidades es el pilar fundamental de la investigación, el análisis morfométrico de pilancones ha sido el método más desarrollado. No obstante, la monitorización de las condiciones actuales de los pilancones ha requerido del empleo de técnicas y métodos propios de hidrología y sedimentología, analizando así las características de las aguas y de los detritos que se acumulan en el lecho de la cavidad. También se ha intentado llevar a cabo un estudio de las principales fases de meteorización del macizo donde se desarrollan los pilancones. Esto ha sido posible en todos aquellos afloramientos en los que se ha reconocido al menos una fase de estabilización de la corrosión química mediante flared slopes. Por lo general, en las zonas recientemente glaciadas no se han reconocido flared slopes, y las fases de alteración son incipientes. De forma puntual se han realizado algunos estudios adicionales que pueden servir para entender el contexto cronológico y geomorfológico de los pilancones.

2.1. Planteamiento y diseño de la investigación

El esquema de la investigación llevada a cabo se ha basado en una serie de experimentos muy concretos diseñados para evaluar algunas de las cuestiones básicas sobre la génesis y tasa de formación de pilancones. Este planteamiento permite valorar una serie de hipótesis de partida relacionadas con el significado cronológico y paleoambiental de la información recavada mediante la morfometría. El diseño de la investigación no ha sido cerrado, y la retroalimentación con los resultados preliminares ha sido frecuente. De este modo se han perfilado los métodos más idóneos, añadido matices a los experimentos, o profundizado en cuestiones que se han ido planteando según avanzaba la investigación. El esquema general de la investigación queda sintetizado en la figura 2.1.

La idea de partida ha sido la de evaluar el potencial de los pilancones como morfología indicadora de los procesos de meteorización de una región. Las primeras recopilaciones bibliográficas han permitido dar unas nociones generales acerca de la génesis y las técnicas empleadas para el estudio de ésta morfología. Los problemas fundamentales que parecen reconocerse son la alta variabilidad de formas y procesos que convergen en morfologías afines, así como la poca información acerca de las tasas de formación. Sin embargo, la falta de trabajos sistemáticos enfocados a resolver alguno de estos problemas parece indicar que una investigación concienzuda en este sentido pudiera aportar resultados interesantes.

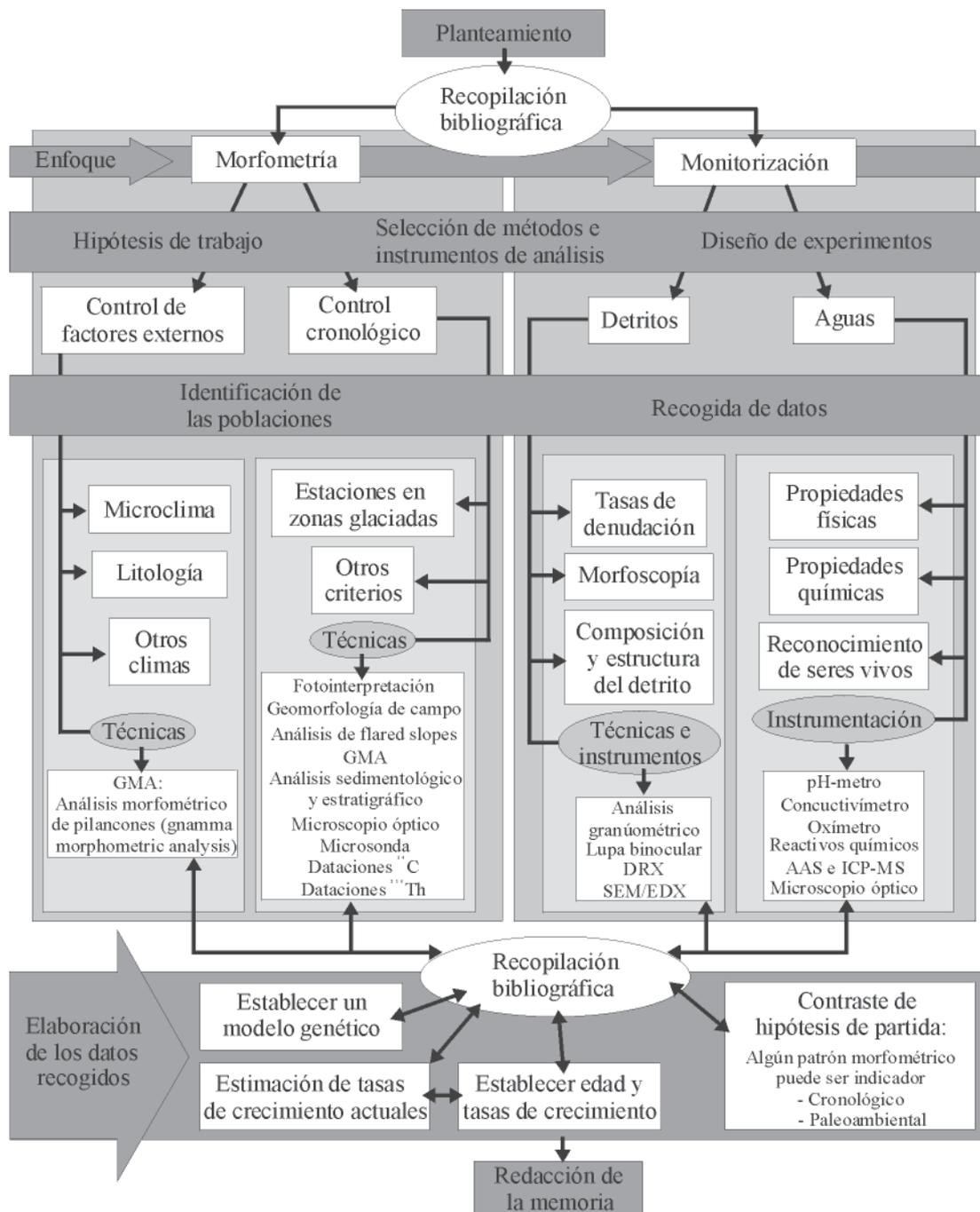


Figura 2.1 Esquema del método de trabajo. Los cuadros gris oscuro indican las fases principales del diseño de la investigación, mientras que el resto de cuadros indican elementos concretos pertenecientes a las distintas fases.

Con estas bases se establece un enfoque concreto del problema que incluye el estudio por separado de los procesos y de sus resultados. Por un lado se plantea la posibilidad de extraer información mediante el análisis de la forma o morfometría de poblaciones de pilancones. Esto permitirá obtener la información registrada durante la evolución de las cavidades en una localidad concreta. Por otro lado, la monitorización de unos pocos ejemplares permitirá reconocer los procesos que están teniendo lugar en la actualidad, y establecer una relación directa entre procesos y morfología. A continuación se plantean las hipótesis de trabajo, se seleccionan los métodos, técnicas e instrumentos más

apropiados para la investigación, y se realiza un diseño de experimentos para evaluar las hipótesis planteadas. La hipótesis fundamental plantea que los pilancones o poblaciones de pilancones registran en su morfología información evolutiva y ambiental mediante los procesos de meteorización que los forman. El análisis detallado de la forma, puede revelar su historia evolutiva, para lo cual es necesario reconocer los indicadores más idóneos y la cronología en la que comenzaron los procesos de formación. El estudio cuantitativo de la morfología conlleva la utilización de índices morfométricos que describan alguna de las propiedades deseadas de los pilancones. Por tanto, la hipótesis a contrastar es si el estudio de pilancones mediante índices morfométricos permite evaluar incógnitas acerca de su edad o la intensidad relativa de sus procesos genéticos.

El método fundamental es el análisis morfométrico de pilancones, basado en la medición en campo de las dimensiones básicas de las cavidades. No obstante, para establecer una relación entre los procesos generadores y la forma es necesario reconocer cuales son los procesos, y en que modo pueden repercutir en la morfología. Los métodos más apropiados para su determinación pasan por la monitorización de cavidades que permanezcan activas. De este modo, por un lado se estudia la dinámica de las aguas, y por otro el de los detritos, la roca del fondo y las paredes del pilancón. Los resultados y credibilidad de la investigación dependen de la adecuada elección en los diseños de experimentos. Se han realizado dos experimentos principales dirigidos a ha conocer la información registrada en la morfología; uno relativo a la cronología y otro a la influencia de factores externos. Por su parte, la monitorización no pretende sólo la identificación de los procesos y ha contado a su vez con dos experimentos. Uno relacionado con el estudio de la evolución en las propiedades del agua en distintas escalas temporales, así como su posible repercusión en la disolución. El otro experimento mide las aportaciones de detrito que se van produciendo a lo largo del año, para evaluar la tasa de meteorización física de las cavidades y su dinámica.

El experimento encaminado a evaluar la cronología de los pilancones y la posible relación con algún índice morfométrico conlleva el estudio de estaciones de pilancones desarrollados sobre superficies de edad conocida. Para ello se han seleccionado cuatro estaciones localizadas en zonas glaciadas; en Chile, Estados Unidos de Norteamérica, Noruega y Portugal. Algunas de las superficies más recientes que se han observado tienen edades de exposición de sólo unos pocos cientos de años, coincidiendo con las tasas más rápidas descritas para el crecimiento de pilancones. En las distintas estaciones seleccionadas la edad de exposición es progresivamente más antigua, para evaluar las diferencias morfométricas entre las distintas estaciones y determinar si algún índice morfométrico responde a la evolución temporal. Además, en Portugal se ha seleccionado una estación localizada fuera del área glaciada, lo que permite evaluar las diferencias morfológicas en una misma zona de poblaciones de pilancones desarrollados sobre superficies de edades muy distintas. En el resto de las estaciones (aquellas localizadas fuera de zonas glaciadas), no existen datos específicos acerca de la edad de la superficie sobre la que se desarrollan. Por lo general se trata de antiguas superficies de erosión que tras quedar inactivas han sufrido múltiples episodios de meteorización. El análisis de flared slopes permite una cierta correlación de los episodios de meteorización, y en ocasiones ha sido posible una correlación geomorfológica con superficies o depósitos con un cierto control cronológico.

El experimento diseñado para valorar la influencia de algunos factores externos se ha desarrollado en una misma zona, la Sierra de Guadarrama, y consta de seis estaciones de medida. Se pretende evaluar la importancia de factores como la litología y el microclima. Para ello se han escogido tres plutones distintos para evaluar si existen diferencias significativas entre los pilancones de distintos granitoides. Por otro lado, en cada plutón se han localizado dos estaciones a distinta altura (separadas por varios cientos de metros de altitud), para evaluar si las diferencias de precipitación y temperatura afectan a la formación de las cavidades. La influencia de factores microclimáticos o litológicos en las estaciones que no pertenecen a este experimento es más compleja de establecer, ya que no existe forma de aislar los factores. El clima como factor externo también se ha tratado de evaluar mediante estaciones localizadas en un clima muy distinto a todas las anteriores. Para comparar si morfológicamente los pilancones de climas áridos son similares a aquellos de regiones templadas o frías húmedas, se han localizado dos estaciones en zonas calurosas y áridas de California. La existencia de dos estaciones no es muy significativa para identificar las problemáticas que pueden acaecer a los pilancones de estas regiones, no obstante permite evaluar de forma genérica si la morfología es similar a la de pilancones en otros climas. La pretensión principal es saber si las conclusiones que se puedan llegar a establecer en las estaciones localizadas en climas húmedos más fríos, pueden llegar a ser extrapolables a zonas con un clima tan diferente, donde los procesos genéticos incluso las tasas de crecimiento pueden llegar a ser totalmente distintas.

Los experimentos relacionados con la monitorización del agua y el detrito del pilancón no se han desarrollado simultáneamente. En función de los primeros resultados en la monitorización del agua, en los que se observaron variaciones diurnas muy significativas, se decidió el planteamiento concreto del experimento. Se ha monitorizado la dinámica de diversas propiedades del agua en distintas escalas temporales, diaria, semanal y estacional. Se trata de observar si hay tendencias a lo largo del año, establecer las relaciones entre los parámetros medidos y determinar que circunstancias son más favorables para la meteorización. Se pretende no sólo profundizar en las causas del proceso de disolución, sino en la medida de lo posible realizar estimaciones de los procesos de disolución. Este experimento se ha desarrollado a lo largo de un ciclo anual con observaciones puntuales. Con posterioridad se ha llevado a cabo el segundo experimento sobre los detritos de los mismos pilancones en los que se ha estudiado la dinámica del agua. Se ha procedido a la retirada total del detrito y a la recolección estacional del material acumulado. El material se ha pesado y se han realizado estudios granulométricos y morfoscópicos sobre los granos caídos. Con ello se pretende conocer por un lado una tasa aproximada de los procesos de meteorización física en las paredes y fondo del pilancón, aunque parte de las partículas también pueden proceder de fuera de la cavidad. Por otro lado se trata de observar si a lo largo de unos pocos meses son identificables las huellas de algunos procesos que han sido reconocidos en los detritos que llevan más tiempo en la cavidad; como abrasión o disolución.

Una vez que se han recabado los datos se procede a su elaboración. Los datos morfométricos son tratados estadísticamente mediante el análisis morfométrico de pilancones. Conocidos los patrones morfométricos y la cronología de las superficies se pretende establecer una relación entre edad y alguno de los patrones morfológicos medidos o calculados, contrastando así la hipótesis de partida. Los resultados obtenidos pueden ser reforzados al cotejarlos con las tasas de crecimiento estimadas durante el periodo de monitorización. A partir de los datos recogidos durante la monitorización, y apoyados en

las observaciones de campo, se describirán los procesos principales de meteorización, intentando establecer la relación con la morfología. Conocidos los procesos que intervienen en la formación y la edad de algunas poblaciones de pilancones en las zonas en las que exista un buen control cronológico, se puede intentar establecer una relación entre los indicadores morfométricos más apropiados y la evolución paleoclimática de la región. En función de los resultados obtenidos en las distintas estaciones, se evaluará la viabilidad y en tal caso fiabilidad de los índices morfométricos propuestos como indicador paleoambiental. La investigación culmina con la elaboración y presentación de esta memoria.

2. 2. Bases del análisis morfométrico de pilancones

El análisis morfométrico de pilancones o GMA (gnamma morphometric analysis) es el método empleado para obtener la información a partir de las dimensiones de las cavidades de una población de pilancones. El análisis concreto que se plantea en este trabajo no coincide exactamente con el desarrollado por otros autores, al plantear distintos objetivos o simplemente por tener algunos criterios particulares. Sin embargo, algunas de las ideas fundamentales se han basado en algunos de los trabajos pioneros en la materia (Vidal Romaní, 1982, 1983, 1989; Uña, 1996, 1997, 1998, 1999; Goudie y Migón, 1997).

2.2.1. Criterios para la elección de pilancones válidos para el GMA

El análisis morfométrico de pilancones implica un tratamiento estadístico de datos tomados en campo sobre unos individuos con características muy concretas y mediante una instrumentación apropiada. La recogida de datos conlleva una selección de pilancones que se vean afectados en la menor medida por condicionantes puntuales o locales, como diaclasas, una captura, la pendiente del sustrato donde se desarrolla o su ubicación respecto al límite de bloque o macizo. Por tanto, se han aplicado una serie de filtros sobre la población general para recavar información de las formas más básicas, salvando complicaciones o asociaciones de formas que pudieran afectar las dimensiones de las cavidades. Así se pretende evitar al máximo el ruido en las características morfológicas en poblaciones de pilancones. De este modo el muestreo aleatorio de una población se restringe sólo a una subpoblación y no al conjunto de pilancones.

Los individuos incluidos en el análisis además han de presentar una evolución que no este afectada por su contexto local. De este modo serán desechados todos aquellos pilancones que presenten complicaciones morfológicas. No se tendrán en cuenta pilancones asociados a otras morfologías, como las flared slopes, tafonis, ni a otros pilancones. Los pilancones afectados sustancialmente por la estructura también serán desechados, aquellos cuya morfología se ve dirigida por diaclasas, diques o enclaves de la roca. Los ejemplares que presenten migración de su eje de profundización serán descartados. Aquellos desarrollados en los límites de bloques o macizos también serán rechazados por la importancia que representa esta ubicación en su evolución. Por último, los pilancones que hayan estado sujetos a vuelcos o basculamientos serán cuidadosamente examinados para su inclusión en el análisis morfométrico, y por lo general serán desechados a no ser que sus dimensiones no se vean afectadas sustancialmente por el basculamiento. De este modo los pilancones tenidos en cuenta son cavidades desarrolladas en bloques o macizos

cuya morfología no está determinada por particularidades de la textura, composición o estructura de la roca, ni por la localización concreta dentro del sustrato. Se tendrán en cuenta pilancones tipo pit, pan y sillón cuyas dimensiones se deban exclusivamente a la degradación del sustrato sin estar favorecidos por factores anómalos.

Los pilancones medidos han de ser activos y haber permanecido de forma activa desde el comienzo de su desarrollo. Los criterios para identificar un pilancón activo son en principio sencillos. Ha de mantener su capacidad de retener agua, por lo que no debe presentar fracturas abiertas en su interior, ni un exutorio de menor cota que el fondo de la cavidad. No ha de estar totalmente cubierto por líquenes musgos o vegetación superior. No se considera pilancón activo aquella cavidad completamente colmatada, en la que se observe que el detrito no es capaz de removilizarse por completo durante las épocas en las que la cavidad se llena de agua. En estos casos la potencia del detrito hace filtrarse el agua y no es reconocible una lámina de agua superficial. Además es frecuente que la estabilidad del detrito de lugar a la existencia de vegetación que ayude a fijar el perfil. Un pilancón activo retiene agua durante la época de lluvias, y tiene al menos parte de su superficie descubierta de líquenes ya que los procesos degradativos mantienen activo el proceso de desagregación. La parte alta de las paredes, especialmente aquella situada unos centímetros por encima de la altura del exutorio, suele estar colonizada por líquenes o musgos. Incluso una porción del fondo de la cavidad puede estar colonizada, no obstante, otras partes del pilancón deben estar claramente activas. Si existen indicios de que el pilancón haya podido estar inactivo durante su evolución, por ejemplo existencia de fases muy diferentes, el pilancón tampoco será válido para el análisis morfométrico.

En ocasiones no es fácil diferenciar un pilancón activo, especialmente en episodios iniciales y finales de su evolución. En las etapas iniciales no siempre es sencillo establecer diferencias entre un mero charco en la roca y un pilancón, mientras que en las etapas seniles puede ser complejo valorar la capacidad de retención de agua del pilancón. Estos casos son complejos de evaluar ya que el proceso de degradación es continuo y establecer un límite representa un artificio. Por ello se han propuesto unas dimensiones mínimas a la hora de tener en cuenta estos ejemplares en el análisis morfométrico de pilancones. La limitación viene dada por la altura que alcanza el exutorio respecto a la base de la cavidad, ya que es el dato que determina su capacidad de retención de agua. El criterio adoptado considera sólo los pilancones con una profundidad mínima o altura del exutorio igual o superior a un centímetro y medio, aunque se plantean excepciones. En el caso de pilancones de dimensiones reducidas, con profundidades máximas inferiores a 2 ó 3 centímetros, se puede valorar la incorporación de pilancones con alturas de exutorio menores, pero en todo caso superiores a la unidad. Este límite garantiza una mínima retención de agua que depende en cada caso del área y la forma del pilancón. De este modo se eliminan muchos pilancones en estado senil cuya interpretación podría ser compleja. Los pilancones incipientes de tamaños más modestos son con frecuencia eliminados y esto es algo que habrá que tener en cuenta a la hora de realizar interpretaciones. No obstante, esta medida permite eliminar el ruido que pudieran causar morfologías poco definidas.

El valor límite de altura del exutorio ha sido reconsiderado a lo largo de la investigación en función de los resultados obtenidos. En todo momento se ha buscado una cifra superior a la unidad para evitar problemas a la hora de establecer ratios con otros parámetros. El hecho de superar en medio centímetro la unidad es una medida un tanto arbitraria. Por un lado, en las poblaciones estudiadas las alturas de exutorios entorno

a ese límite se sitúan en una de las colas de su distribución. Por lo que los valores de altura mínima inferiores a 1,5 cm medidos en pilancones activos son poco habituales. Por otro lado se persigue restar importancia a los errores que puedan arrastrarse en la elaboración de ratios. Aquellas excepciones que permiten que el exutorio pueda ser ligeramente más bajo responden a una proporcionalidad en el error arrastrado. De este modo aquellos pilancones con exutorios menores al límite general tienen dimensiones realmente pequeñas. No obstante, estas excepciones han sido empleadas en casos muy puntuales y principalmente en el estudio de poblaciones muy recientes.

2.2.2. Medición de pilancones

La toma de datos en campo requiere la medida de una serie de parámetros que permitan describir la morfología del pilancón con cierta exactitud. Se ha optado por la parametrización de las cavidades mediante un número limitado de variables. Esto implica una simplificación de aquellas formas más complejas, pero por otro lado agiliza y facilita la elaboración de los datos y permite una comparación más sencilla. Dado que la mayoría de las formas estudiadas siguen una morfología relativamente simple, la inclusión de parámetros adicionales aportaría más complejidad al análisis y dificultaría el visionado gráfico de resultados.

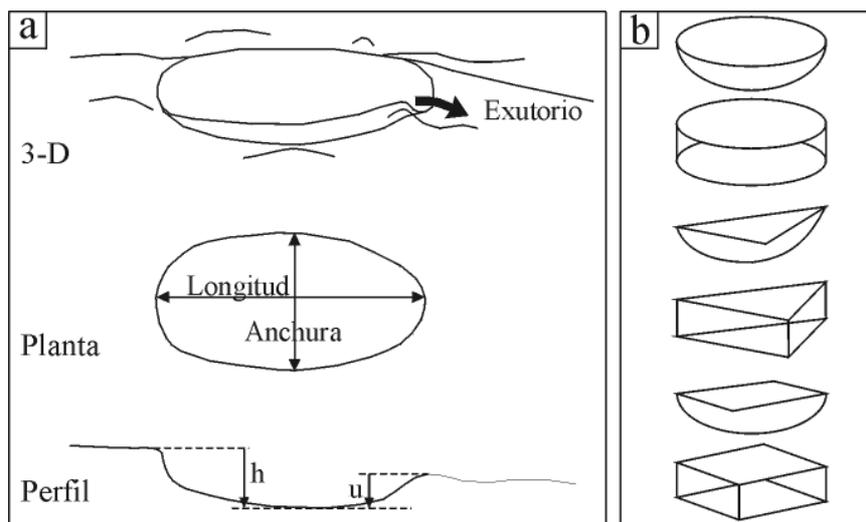


Figura 2.2. Esquema de los parámetros tenidos en cuenta en la medición de pilancones. a) Ejes principales del pilancón. b) Formas tridimensionales que se han utilizado para el cálculo de volúmenes.

Los parámetros básicos considerados han sido la longitud máxima y anchura máxima en la superficie del pilancón, así como la profundidad máxima y profundidad mínima o altura del exutorio (Fig. 2.2a). Las dimensiones no lineales son estimadas a partir de aquellas medidas en campo. Para ello es necesario establecer un parámetro que describa la forma del pilancón. Se han utilizado tres formas poligonales básicas y seis poliédricas para definir la forma en planta el volumen de roca evacuado de los pilancones. El área y volumen son estimados a partir de la forma descrita en campo y las dimensiones básicas de sus ejes principales. La forma del pilancón ha de ser descrita con anterioridad a la medición de los ejes principales ya que la orientación de la medida puede ser significativa a la hora del cálculo de áreas y volúmenes. Las formas elegidas son la elipse/círculo, el triángulo y el cuadrado en la estimación de áreas. Para el cálculo de volúmenes se ha aplicado una proyección hemisférica o cilíndrica de dichas formas (Fig. 2.2b)

La medición de las cavidades esta sujeta en primer lugar a la precisión analítica, y en segundo a aquella relacionada con la definición de los límites de la cavidad. Para realizar las mediciones se han empleado dos utensilios métricos. Para determinar los ejes principales del pilancón se ha usado una cinta métrica que proporciona una resolución de $\pm 0,5$ cm. Si embargo, las profundidades máximas y mínimas han sido determinadas con un dispositivo diseñado con tal fin al que se ha denominado pilanconímetro (Fig. 2.3). Se trata de una regla métrica provista de un nivel que garantiza que la medida se realiza en la vertical. En la base del nivel se acopla una varilla horizontal que es móvil a lo largo de la regla y que se enrasa en la altura que se desea medir. Para el caso de pilancones de grandes dimensiones la varilla tiene la posibilidad de acoplar un brazo extensible que garantiza exactamente el mismo nivel de medida. La precisión alcanzada con el pilanconímetro es de $\pm 0,05$ cm. Esta precisión se ha aplicado a las medidas del exutorio donde las imperfecciones de la superficie rocosa son menores. Sin embargo, las lecturas de valores de altura máxima se han realizado de una forma más conservadora, con precisiones de $\pm 0,5$ cm, por motivos relacionados con el desnivel existente entre granos de la roca causados por la erosión diferencial.



Fig. 2.3. El pilanconímetro es un utensilio diseñado especialmente para la medición de alturas máximas y mínimas de los pilancones.

Las irregularidades debidas a la erosión diferencial de minerales en la superficie de la roca granítica, la elección de los ejes de medida, la existencia de depósitos en el fondo de la cavidad, o la presencia de pequeños relieves circundantes a la cavidad hace que con frecuencia la medición de la dimensión del pilancón esté sujeta a una cierta interpretación. Por ello, es preciso que los criterios adoptados para la medición de cavidades sean homogéneos, para poder comparar diversos individuos o poblaciones. Es aconsejable que valores que vayan a ser comparados hayan sido realizados por la misma persona y con las mismas bases. El criterio general seguido en este trabajo ha sido el de medir las dimensiones obtenidas por la acción propia del pilancón, evitando relieves del contorno o pequeñas interferencias. Se trata de reconstruir la superficie media a partir de la cual el pilancón comenzó su erosión. De este modo se deja de lado el relieve que pudiera estar relacionado con fenocristales, pequeños diques o incluso ondulaciones de la superficie próximas a la cavidad. Este criterio es especialmente significativo en la toma de datos de pilancones el sillón. Así, cuando se miden este tipo de pilancones no se mide la altura máxima absoluta, sino la altura máxima que representaría la superficie media que ha sido erosionada. En cuanto al depósito se ha optado por realizar las medidas de profundidad sin tener en cuenta su espesor, es decir se mide desde la base del depósito. Esto evita los

problemas derivados de la medición de cavidades en épocas de lluvia cuando el detrito es fácilmente móvil y no es sencillo apoyar la regla en él, en comparación a las épocas de estiaje donde se suele encontrar una capa firme.

Además de estas medidas básicas, en algunas ocasiones se han realizado mediciones adicionales. Cuando la forma del pilancón es algo compleja y los parámetros básicos no describen apropiadamente su contorno, se ha considerado la medición de ejes adicionales para un adecuado cálculo del área y volumen. No obstante, esta medida solo ha sido necesaria aplicarla en unos pocos ejemplares. Otras mediciones se han realizado de forma experimental en algunas poblaciones de pilancones para valorar si otros factores externos pudieran estar condicionando la morfología de las cavidades. De este modo para una estación concreta se ha medido el área de drenaje de cada pilancón. Para ello se ha medido el perímetro del área considerada, dentro de la cual el agua de lluvia acabaría confluyendo en el pilancón. El área de drenaje es calculada a partir de su perímetro. En ocasiones el área de drenaje es muy amplia, por lo que en aquellos pilancones con áreas de drenaje superiores a 80 dm² simplemente se ha reseñado su mayor dimensión. También se ha medido la dirección del eje longitudinal del pilancón en una de las estaciones para ver si existía alguna relación entre asimetría y factores estructurales. Para ello se midió con una brújula el eje mayor de aquellos pilancones con una marcada asimetría. Por otro lado se midieron la orientación de las diaclasas y orientación de los fenocristales en el entorno de la misma estación, con ello se pretende valorar la posible influencia del patrón de discontinuidades en el sustrato así como la fábrica magmática.

2.2.3. Descripción del estadillo básico para la toma de datos en campo

A la hora de realizar las mediciones de campo, es necesario anotar otra serie de consideraciones. Es preciso la identificación y localización de cada pilancón por si fuera necesario realizar comprobaciones, nuevas medidas u observaciones en alguno de los ejemplares. Por ello se ha realizado un estadillo estándar para describir cada una de las cavidades tenidas en cuenta en el GMA, permaneciendo así en un registro que permite un fácil acceso a la información además de hacer posible su ubicación. La ficha contiene una descripción con observaciones cuantitativas y cualitativas de cada individuo examinado. Cada pilancón es identificado con un número, se toma nota de su localización, se realizan las medidas de sus ejes principales, se estima la forma de su contorno, se dibuja un esquema y se anotan las observaciones pertinentes. En la figura 2.4 se presenta un estadillo para una cavidad. En él se han numerado los quince campos que conforman el formulario que serán descritos con cierto detalle a continuación.

Estación: ¹		Localización: ²	
Nº: ³	Ø _{max} : ⁷	Forma: ¹¹	Esquema: ¹⁵
h: ⁴	Ø _{min} : ⁸	Clasif.: ¹²	
u: ⁵	Área: ⁹	Posición: ¹³	
h/u: ⁶	Vol.: ¹⁰	Observ.: ¹⁴	

Fig. 2.4. Ficha de toma de datos en campo para incluir pilancones en el GMA.

Campo 1, estación. La medida de un pilancón aislado no aporta excesiva información ya que es preciso un acercamiento estadístico a las características medias de un conjunto de pilancones para poder valorar si es un caso aislado o es representativo de un conjunto de cavidades. Por tanto, los pilancones se agrupan en estaciones de medida. A cada estación se le da un nombre relacionado con su ubicación. El nombre ha de ser claro y simple en la medida de lo posible, evitando confusiones con otras estaciones que pudieran localizarse en las cercanías.

Campo 2, localización. Este apartado pretende la localización de cada uno de los pilancones que conforman el trabajo. La estación de medida por lo general suele ser un área limitada a unos cientos de metros, lo que ayuda a la localización. No obstante, el ubicar una depresión centimétrica en este área sigue presentando ciertos problemas. Con frecuencia en un bloque, macizo o área determinada se localizan numerosos pilancones. En estos casos se localiza dicho enclave con sus coordenadas y se hace referencia a la distancia y orientación de puntos previamente descritos y de fácil identificación. La localización dentro de ese conjunto de pilancones se termina por aclarar gracias al esquema (campo número 15).

Campo 3, número (N°). A cada pilancón medido se le asigna un número para su identificación. El número pasa a formar parte de las bases de datos como identificador, permitiendo un fácil reconocimiento y evitando que los datos entre pilancones puedan mezclarse. El número es asignado por orden de medida en el campo lo cual ayuda a reconocer su ubicación si el análisis se realiza por la misma persona que tomó los datos en campo.

Campo 4, altura máxima (h). Es la altura máxima que ha conseguido alcanzar el pilancón sobre la superficie en la que se desarrolla. La medición se hace desde el punto más deprimido de la cavidad. El límite en la superficie ha de representar la cota media de la superficie original antes de que se desarrollase el pilancón. Por lo tanto no se mide el punto más alto en el perímetro de la cavidad sino aquel que sea representativo. Con cierta frecuencia los pilancones presentan paredes asimétricas. En el caso de los pilancones tipo sillón es la característica que les diferencia, aunque en otro tipo de pilancones también es común cierta asimetría. Para calcular la altura máxima de estos ejemplares es apropiado tender una varilla recta de punta a punta de la cavidad para determinar la altura media. Debido a que existe cierto error que puede arrastrarse de estas estimaciones, las mediciones se han realizado con una precisión menor de la que permite el pilanconímetro, hasta considerar significativa la medición.

Campo 5, altura mínima (u). Es la altura mínima de la cavidad, por donde el agua comienza a desbordar la depresión cuando ésta se llena. En la mayoría de los ejemplares la altura mínima es una pequeña incisión erosiva en la pared de la depresión que se denomina exutorio. No obstante, en determinados pilancones, por ejemplo en muchos de tipo pit, o en aquellos otros que están en episodios incipientes, el exutorio no existe o no está bien desarrollado. En estos casos la altura mínima suele ser muy similar a la altura máxima y viene dada por las irregularidades de la superficie. En los ejemplares en los que el exutorio ha comenzado a desarrollarse, su superficie suele ser bastante uniforme lo que permite que las mediciones puedan ser más precisas.

Campo 6, ratio de profundidad (h/u). El ratio de profundidad es la relación entre la altura máxima media (h) y la altura mínima o altura del exutorio (u). Dado que la altura máxima evita la inclusión de irregularidades, en teoría una cavidad previa al inicio de los procesos que formarán el pilancón tendrá un ratio de profundidad igual a la unidad. Este índice se incluye en la ficha por la importancia que ha representado en trabajos previos como indicador y porque es el índice principal que va a utilizarse para contrastar alguna de las hipótesis de partida.

Campo 7, diámetro máximo ($\emptyset_{\max.}$). Es la longitud medida en la horizontal del eje más largo del pilancón en la superficie de la cavidad. Al igual que otros parámetros se pretende obtener un valor representativo o medio del eje mayor. Por tanto, en el caso de diaclasas o pequeñas incisiones en el contorno de la cavidad que prolongasen excesivamente éste parámetro se tendrá en cuenta el diámetro medio y no el absoluto.

Campo 8, diámetro mínimo ($\emptyset_{\min.}$). Es la anchura máxima media de la cavidad. Al igual que el diámetro máximo representa un valor medio de la anchura. La medición de este parámetro puede estar influenciada por la forma de la cavidad. En el caso de pilancones afectados por diaclasas en los que la planta sea triangular la medición se realizará de tal modo que este eje presente la altura del triángulo y no uno de sus lados. De este modo el cálculo del área será preciso sin menospreciar la medición de anchura máxima.

Campo 9, área. Este parámetro es estimado a partir de la longitud y anchura máximas teniendo en cuenta la forma designada para cada individuo. En caso de formas complejas se ha realizado la suma de formas poligonales más sencillas. En estos casos se han establecido las medidas necesarias para este cálculo de forma adicional al de los diámetros y profundidades.

Campo 10, volumen (Vol.). Es estimado a partir del área y la profundidad máxima en función de la proyección vertical que se haya considerado cilíndrica o hemiesférica. Representa el volumen total de roca erosionada a lo largo de la evolución del pilancón. No se han considerado formas troncocónicas ya que han sido muy inusuales y las irregularidades en las paredes tanto en la parte basal como apical han permitido que las proyecciones cilíndricas fueran más realistas.

Campo 11, forma. Es la forma geométrica que mejor se adapta a la cavidad de cada pilancón. Se han considerado seis formas poliédricas básicas para describir la morfología de la mayoría de las cavidades. En caso de individuos más complejos se ha realizado una superposición de formas, para lo cual se han tomado las mediciones necesarias para evaluar todos los parámetros necesarios.

Campo 12, clasificación (Clasif.). Se ha realizado una clasificación morfológica basada en las categorías descritas por Twidale y Corbin (1963); pilancones tipo pit, pan y tipo sillón. La clasificación morfológica presenta unos límites muy ambiguos entre pits y pans para numerosos casos, especialmente en individuos pequeños o en estados incipientes. Por ello, la principal aportación de este índice es la de identificar a los pilancones tipo sillón.

Campo 13, Posición. Este apartado indica la ubicación del pilancón dentro del contexto geomorfológico local. Con frecuencia dentro de una estación pueden identificarse diversos

niveles de corrosión pertenecientes a episodios distintos de alteración química. Las superficies expuestas pueden estar contenidas dentro de un mismo macizo o en bloques próximos entre sí a distintas alturas. Para su identificación es preciso realizar primero un análisis y correlación de flared slopes en la localidad. Si procede, se determinan los niveles existentes y se identifica a cual pertenece cada superficie sobre la que se desarrollan los pilancones. En el caso de superficies que no presentan episodios de alteración química, por lo general todos los pilancones tienen la misma posición.

Campo 14, Observaciones (Observ.). Hace referencia a aquellos datos cualitativos que pudieran ser interesantes para la descripción de la cavidad. Algunas de las observaciones más habituales son aquellas referidas al estado evolutivo de la forma, la presencia o ausencia de exutorio, indicaciones acerca del depósito o peculiaridades del sustrato como la existencia de diaclasas, diques o agregados cristalinos. La presencia y descripción de fases es muy importante y siempre que es posible se especifica ya que algunos pilancones erosionan los vestigios de fases anteriores en su progresiva expansión. Si existen costras, endurecimientos, pequeñas cavidades dentro del pilancón, excesiva colonización de la cavidad o cualquier dato destacable, éste es anotado por si pudiera servir de ayuda en caso de revisar las características de ese pilancón.

Campo 15, Esquema. En este espacio se realiza un dibujo esquemático de la cavidad. Generalmente un croquis de su planta y uno o dos perfiles, los necesarios para que la morfología de la cavidad quede suficientemente ilustrada. En ocasiones es aconsejable incluir la situación de pilancones cercanos con su número identificativo para facilitar la ubicación exacta. En el caso de tratarse del primer pilancón descrito en un macizo donde se encuentran numerosos ejemplares, o si el contexto geomorfológico tiene alguna característica significativa, puede ser de ayuda realizar un pequeño croquis del enclave. En el dibujo suele incluirse una pequeña referencia gráfica a la existencia de depósitos y su distribución o tamaño. También puede esquematizarse la importancia de ciertas diaclasas o presencia de diques o agregados minerales. En todos los casos se marca el lugar por donde el agua es evacuada en el momento del desbordamiento mediante una flecha que indica la dirección de salida. Si existe un exutorio desarrollado o es incipiente puede esquematizarse dibujando un trazo continuo o discontinuo de dicha flecha.

2.2.4. Tratamiento de los datos obtenidos

Una vez recopilados los datos de campo son introducidos en una base de datos. Por medio de una hoja de cálculo se obtienen los parámetros de área y volumen así como se calculan los índices morfométricos básicos, el ratio de profundidad y el ratio entre longitud y anchura o índice de compacidad (Uña, 1996). El tratamiento de los datos en adelante ha de llevar un tratamiento estadístico que permita establecer las características de las poblaciones de una manera fiable y rigurosa.

En primer lugar se procede a una descripción general de los parámetros de cada estación, número de individuos de la muestra, si se han identificado subpoblaciones relacionadas con distintos niveles, etc. A continuación se hace un análisis descriptivo básico del conjunto de la muestra; valores máximos, mínimos y promedios, así como la distribución que sigue cada parámetro medido. Para comenzar la comparación entre medidas se realiza un análisis multivariable de los parámetros medidos en campo y los estimados, esto es: altura máxima, altura mínima, longitud, anchura, área y volumen. Se

obtiene al mismo tiempo la correlación lineal (r) entre ellos, lo que permite establecer un primer acercamiento entre aquellos parámetros que tengan relación con otros. La correlación entre variables indica su dependencia o independencia y permitirá estimar su valor como indicador de la muestra. Los parámetros estimados cuyo cálculo se haya realizado a partir de otros tendrán una alta correlación. Este es el caso entre área y volumen, área y longitud, área y anchura, y en menor medida entre volumen y profundidad máxima.

Las medidas horizontales (longitud y anchura) y las profundidades tienen bajos índices de correlación entre sí, indicando una cierta independencia entre dimensiones areales y de profundidad. Por el contrario, en la mayoría de los casos la longitud y anchura presentan altas correlaciones, lo cual está acorde con una expansión uniforme de la cavidad. La relación de estos dos parámetros indicaría que la erosión del contorno de la cavidad no estaría viéndose afectada en gran medida por factores estructurales (Uña, 1996, 1997). La profundidad máxima y mínima suele presentar también correlaciones muy altas. La alta relación indica que la erosión vertical se realiza tanto en el fondo de la cavidad como en el punto de salida de las aguas, y que su tasa de meteorización es dependiente. Las dimensiones de la depresión en la que comienza a formarse un pilancón en la horizontal pueden ser muy variables, desde milimétricas a métricas. Por el contrario, las condiciones iniciales de la profundidad suelen estar más restringidas, generalmente milímetros o centímetros. Es decir, las profundidades dependen menos que la longitud y anchura de sus condiciones iniciales, y la dependencia de sus dimensiones es la más elevada entre valores medidos. En consecuencia, la obtención de un índice para caracterizar las poblaciones de pilancones se ha relacionado con los valores de las profundidades. Por tanto, mientras las condiciones de las poblaciones se atengan a las características generales descritas anteriormente, el ratio de profundidad, profundidad máxima entre mínima, es el índice utilizado para la descripción de las poblaciones.

Lo más frecuente en poblaciones de pilancones es que el ratio de profundidad siga una distribución asimétrica, con una larga cola hacia valores más altos (Vidal Romani, 1983). El cálculo de valores medios y otros estadísticos en poblaciones no normales es mucho más complejo, por lo que es recomendado su transformación a poblaciones normales (Davis, 1986). Sin embargo, las poblaciones de pilancones definidas por su ratio de profundidad han sido descritas como una mezcla de poblaciones más sencillas (Domínguez Villar, 2002). En un intento de identificar las poblaciones de forma aislada, se ha logrado medir una población simple en la que se reconoce una sola población (Domínguez-Villar, 2006). En este caso la población sigue una distribución gaussiana, lo que confirma los indicios previos. La metodología de trabajo va a suponer que todas las poblaciones de pilancones definidas por su ratio de profundidad están compuestas por una población normal o en casos de distribuciones asimétricas, por la mezcla de poblaciones gaussianas.

El análisis de cada población está condicionado por su ratio de profundidad y las características de su distribución. Si la distribución es asimétrica se procederá a la segmentación en distribuciones más sencillas. Se realizarán test de bondad de ajuste para confirmar si las nuevas distribuciones tienen un comportamiento gaussiano. Para ello se aplicarán los estadísticos χ -cuadrado, o preferentemente Kolmogorov-Smirnov que es más restrictivo. La obtención de las distintas distribuciones se realizará de forma iterativa hasta conseguir el menor error en los test de normalidad. Una vez separadas las poblaciones se realizarán test de fiabilidad para comprobar que el número de individuos

es suficientemente representativo como para definir una población a un nivel de confianza determinado (al menos al 85%). Debido a que la distribución general asimétrica tiene una larga cola hacia valores mayores, la representatividad de éstos se ve limitada. De este modo tanto los valores aislados como las agrupaciones de unos pocos individuos no suelen ser suficientes. En estos casos los valores son descartados en el análisis morfométrico por la falta de fiabilidad estadística. No obstante, en determinadas circunstancias estos datos pueden aportar cierta información a nivel cualitativo. En los ejemplares aislados no existe criterio para discernir si el valor pertenece a un caso aislado o a un individuo anómalo. Cuando se trata de agrupaciones de pilancones que no han alcanzado un número significativo de individuos éstos datos pueden seguir aportando cierta información y quizá no representen datos irrelevantes. Sin embargo, posibles interpretaciones han de tomarse con mucha cautela y sólo siempre que hayan sido apoyadas por distintos criterios.

Una vez identificadas las distintas poblaciones se procede a un filtrado de los datos para eliminar posibles datos anómalos. Se emplea un filtro de dos desviaciones estándar (2σ) respecto a los valores de la población normal. En este momento se recalculan las correlaciones entre profundidades máximas y mínimas para cada subpoblación (r^2). Al haber realizado la división en la población general, las correlaciones de cada subpoblación son muy elevadas, indicando habitualmente una muy alta dependencia. De este modo las poblaciones pueden identificarse gráficamente no sólo por su histograma sino en gráficos de dos ejes con la profundidad máxima y mínima.

El siguiente paso es el establecer un valor que defina cada una de las subpoblaciones que se han descrito. Para ello se ha definido el valor delta, δ (Domínguez-Villar, 2006). Cada subpoblación normal estará caracterizada por un δ que se irá numerando desde el uno para los ratios de profundidad más bajos en adelante: δ_1 , δ_2 , etc. Los valores δ se calculan como la media aritmética de las relaciones de profundidad de cada una de las subpoblaciones una vez filtradas. También se calcula un error para este valor que vendrá determinado por el intervalo de confianza al 95% para cada población normal. De este modo una población de pilancones quedaría descrita según su ratio de profundidad mediante los valores δ de cada una de sus subpoblaciones, sus errores y sus desviaciones estándar.

2.3. Monitorización del sistema hídrico de pilancones

El seguimiento de las aguas de los pilancones se ha realizado sobre 4 individuos localizados en el término municipal de Hoyo de Manzanares, en la Sierra de Guadarrama. Las cavidades se sitúan en la parte culminante de un mismo tor y separados apenas unos decímetros unos de otros. El emplazamiento dista varios kilómetros del núcleo urbano más cercano para evitar posibles influencias antrópicas. El tor se eleva entre tres y cuatro metros sobre la superficie circundante, lo que procura una situación soleada y aislada de vegetación que pudiera causar cualquier tipo de sombra sobre las cavidades. Los pilancones tienen tallas métricas, lo que permite que el agua persista en ellos más tiempo que en las cavidades de menores dimensiones, pudiendo así realizarse un seguimiento más continuado. A los pilancones se les ha denominado P1, P2, P3 y P4 y entre ellos existen relaciones de drenaje, de tal manera que P1 drena hacia P2 y P3 drena a P4 mediante sus respectivos exutorios.

Los pilancones se ven sometidos a una prolongada sequía estival y con frecuencia a periodos secos durante primavera y otoño, mientras que en invierno las cavidades suelen estar permanentemente ocupadas por agua durante meses. La falta de continuidad de una lámina de agua, determina que las medidas deban hacerse de forma discontinua. Se ha optado por realizar una monitorización mediante observaciones puntuales. En sistemas hídricos tan restringidos la sensibilidad puede ser elevada, por lo que la introducción de elementos extraños puede afectar considerablemente la dinámica de las propiedades hídricas. Ya que la sensibilidad ha sido a priori desconocida, las mediciones puntuales permiten una menor intervención en el medio y una mayor durabilidad de los instrumentos de medida.

Para caracterizar la dinámica de las aguas se han medido una serie de parámetros de forma estandarizada. Las variables tenidas en cuenta han sido, temperatura del aire, temperatura del agua, pH, potencial de oxidoreducción (ORP), conductividad y altura de la lámina de agua. Estos datos y las observaciones pertinentes se han anotado en un estadillo que ha permitido la toma de datos sistemática (Fig. 2.5). En la ficha de toma de datos se incluyen también observaciones relevantes acerca de la meteorología en el momento de la medida o en las horas precedentes. Son interesantes datos como la existencia de nubes, humedad, viento, presencia de capa de hielo en la superficie, etc. También se especifican aquellas observaciones en las cavidades que llamen la atención; tales como si el agua esta turbia, si han aparecido restos de defecaciones, pequeños animales en la cavidad, etc. Además son interesantes las referencias a la apariencia de la productividad orgánica o las distintas fases evolutivas de los insectos. Se ha colocado un pequeño pluviómetro en las cercanías de los pilancones para medir la cantidad de agua caída durante los periodos de medida de los pilancones. En los casos en los que la cantidad de precipitación es susceptible de ser medida se anota, mientras que si sólo se produce la condensación de unas pocas gotas se registra en observaciones el hecho de que ha estado chispeando. En las lluvias suficientemente copiosas registradas por el pluviómetro se ha procedido también a la medición de los parámetros estándar del agua.

Pilancón	Conduc. ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	pH	T° agua (°C)	ORP (mV)	Lámina de agua (cm)	Día:	Meteorología y observaciones
P1						Hora:	
P2						T° aire (°C):	
P3						Precipitación (mm)	
P4							

Figura 2.5. Estadillo para la toma de datos de las aguas de pilancones.

Para la obtención de mediciones se ha empleado un pH-metro Hanna HI-9033, y un conductivímetro Hanna HI-9025-C, con calibración automática a 25 °C (Fig. 2.6). Los aparatos han sido calibrados previamente a cada campaña de medidas. Para evitar posibles contaminaciones entre pilancones, los diodos de los aparatos han sido lavados con agua destilada previamente a su introducción en cada pilancón. La lámina de agua se ha medido con una regla sobre la profundidad máxima del pilancón. Otras medidas adicionales han requerido la medición de O₂ y CO₂ disueltos. Para ello se ha empleado

un oxímetro Hanna HI-9143 y un reactivo de hidróxido de sodio diluido para evaluar el contenido en CO_2 . No obstante, su empleo se ha realizado de forma puntual, aplicándose solamente para evaluar su dinámica a lo largo de un ciclo diario.

Las mediciones se han llevado a cabo de forma puntual y en campañas concretas en función de la planificación determinada por el diseño de experimentos. Para evaluar la variabilidad de la dinámica de las aguas se han establecido cuatro campañas de medida durante las cuatro estaciones del año a lo largo del año hidrológico 2002-2003. Estas medidas se han completado con observaciones puntuales llevadas a cabo durante los años 2004 y 2006. Cada campaña se ha prolongado durante una semana, excepto en verano cuando la lámina de agua no persiste más que unas pocas horas o días. Ya que los ciclos de evolución diarios tienen una notable influencia en la dinámica de las aguas de estas cavidades (Emery, 1946), se han realizado seis mediciones diarias en aquellos días con un seguimiento completo. Una de las mediciones realizadas se toma a media noche, como indicador de los procesos nocturnos. Estas medidas son suficientes para describir correctamente los ciclos diarios y observar la evolución de cada uno de los parámetros. El objetivo de realizar mediciones a lo largo de las campañas de medición es caracterizar los valores medios así como la dinámica y tendencias de los parámetros estudiados. Para ello en cada campaña se han estudiado dos ciclos diarios completos, y en la medida de lo posible se ha tomado al menos una medición diaria. En aquellos días que cuenten con sólo una medición, se ha procurado que ésta se realizase a media noche. De este modo se evita la influencia de la nubosidad e insolación, y se obtiene un valor comparable al de la misma hora de otros días. La dinámica del sistema hídrico queda perfectamente registrada en el estudio de los ciclos diarios a lo largo de las estaciones. Sin embargo, la monitorización a lo largo de varios días permite evaluar la influencia de los cambios en el sistema como variaciones en la temperatura, eventos de precipitación o la progresiva evaporación.



Figura 2.6. pH-metro y conductímetro empleados para la medición de la dinámica de las aguas.

Además de las medidas in situ para conocer las propiedades físicas y químicas del sistema, se ha realizado una toma de muestras para el análisis químico del agua. Para ello se ha tomado una muestra de las aguas de los cuatro pilancones durante las cuatro estaciones. De este modo se pretende valorar si existen variaciones en la composición química en función de la estación del año. También se han realizado una serie de toma de muestras sobre uno de los pilancones para valorar la importancia del ciclo diario y el

tiempo de permanencia de agua en la cavidad. Las muestras han sido recogidas en botes de plástico que han sido congelados hasta el momento de su análisis para preservar las propiedades del agua y evitar reacciones. El análisis químico de las aguas se ha realizado por diversas técnicas. Para evaluar la composición de todos los pilancones en las distintas estaciones los análisis se han realizado mediante un AAS (atomic absorption spectrometer), que permite la identificación precisa de los compuestos deseados (Si, Al, K, Na, Ca, Fe, Cu, Pb y Zn). A la hora de evaluar la existencia de variaciones en la composición química del agua a lo largo del ciclo diario y la influencia del paso de los días se ha empleado un ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometer). Ésta técnica permite la identificación del registro casi completo del espectro de elementos químicos, pudiéndose evaluar la presencia de elementos más comunes y sus variaciones.

También se ha realizado una descripción básica de los organismos del pilancón. Para ello se han tomado muestras de las aguas así como del detrito orgánico. Las muestras han sido almacenadas en botes plásticos a los que se han añadido unas gotas de formol para su conservación. Las muestras han sido examinadas bajo lupa binocular y microscopio óptico para la identificación de insectos y algas.

2.4. Monitorización de las características del detrito de pilancones

El seguimiento de los materiales detríticos de pilancones se ha llevado a cabo en los mismos ejemplares en los que se ha realizado la monitorización de las aguas. De este modo se puede llegar a establecer una relación directa entre las propiedades químicas del agua y su incidencia en los detritos. Por un lado se ha llevado una caracterización general de los materiales, realizando estudios granulométricos, composicionales y morfoscópicos (Fig. 2.7). Con posterioridad se ha planteado un experimento que conlleva la retirada de todo el detrito y la recolección del material a lo largo de un ciclo anual. El estudio de los detritos ha considerado principalmente la fracción inorgánica, por lo que se ha procedido a cuantificar y eliminar la materia orgánica con anterioridad a los ensayos. Los análisis granulométricos se han realizado de forma estandarizada aunque con varios matices. Por su parte, los análisis morfoscópicos se han llevado a cabo bajo lupa binocular y en microscopio electrónico de barrido (SEM). Los análisis composicionales se han realizado mediante estimaciones basadas en observaciones en lupa, análisis de EDX (análisis de rayos X por dispersión de energías) en las muestras estudiadas en el SEM, y por difracción de rayos X (DRX).

La preparación de muestras para análisis granulométricos no ha seguido siempre el mismo tratamiento, dependiendo de las necesidades del experimento o la conveniencia técnica. Por lo general las muestras son tratadas para eliminar la materia orgánica, lo cual se puede hacer de varias formas. Lo más habitual es quemar la materia orgánica mediante baños calientes en agua oxigenada. Esta técnica se desarrolla a baja temperatura y ha sido empleada en aquellas muestras de las que se deseaba realizar con posterioridad alguna DRX. Este proceso es excesivamente lento y costoso para volúmenes de muestra muy elevados. Por ello, para eliminar la materia orgánica del volumen total de detritos retirada en septiembre de 2005 de los pilancones monitorizados se optó por la incineración. La calcinación de la materia orgánica se realizó en un horno a una temperatura de 500 °C. Ya que buena parte del material de los cuatro pilancones ha sido calcinado, se ha utilizado pilancones adicionales con características similares, (p. ej., P5) para completar el estudio

mineralógico mediante DRX. Por lo general tras la eliminación de la materia orgánica, suelen quedar restos de aquellas partículas más resistentes a la calcinación u oxidación. Los fragmentos más gruesos se han retirado con unas pinzas previamente al pesado y tamizado, ya que están desagregados y pueden eliminarse con facilidad. Otros restos de tejidos orgánicos quedan adheridos a las partículas inorgánicas y generalmente no han sido eliminados por representar un porcentaje irrelevante del peso total. Sin embargo, ocasionalmente para el estudio morfoscópico de granos seleccionados mediante SEM se ha realizado un tratamiento previo mediante ultrasonidos, que ha eliminado por completo los restos que pudieran preservarse.

En el análisis granulométrico de la totalidad de los detritos recogidos de los pilancones P1, P2, P3 y P4 se han empleado 14 tamices con tamaños de luz malla entre 8 y 0,063 mm. Los cálculos de las propiedades granulométricas, así como la tabulación categórica de los valores obtenidos se ha realizado siguiendo los criterios de Folk y Ward (1957) calculados a partir de la escala phi (Krumbein 1934). En el caso de los detritos recogidos estacionalmente, el peso total de la muestra es muy reducido, y carece de sentido aplicar un juego completo de tamices. Por lo tanto, se han empleado solamente 9 tamices con luz de malla entre 4 y 0,05 mm, que diferencian las divisiones principales de tamaño de grano así como algunas fracciones significativas. Al haber usado un menor número de tamices, no ha sido posible el cálculo de índices granulométricos debido a la falta de representatividad (Callieux y Tricart, 1963).

Para el análisis morfoscópico en primer lugar se han llevado a cabo observaciones en lupa binocular, con la cual se ha procedido a las descripciones generales. En el caso de precisar análisis más concretos se ha empleado el SEM, con lo que se han obtenido imágenes más precisas y se han realizado análisis químicos puntuales mediante el EDX. Estos análisis detallados se han realizado principalmente sobre granos de cuarzo y feldespato de tamaños superiores al medio milímetro. En menor medida también se han observado muestras de micas y fragmentos orgánicos. Las imágenes de SEM permiten una rápida evaluación acerca de la forma del grano, así como de los efectos de la disolución, abrasión y precipitación mineral. Al mismo tiempo la posibilidad de hacer análisis químicos puntuales permite relacionar las diferencias morfológicas y de alteración con patrones composicionales.

La composición de las distintas fracciones del detrito se ha determinado en una descripción general mediante examen bajo lupa binocular. También se han determinado mediante DRX de las fracciones de tamaño inferior a 0,05 mm. Las difracciones se han realizado tanto del polvo normal, como de los agregados orientados de las mismas muestra, permitiendo la determinación precisa de filosilicatos. Además se han realizados láminas delgadas y DRX sobre muestras del granito alterado y fresco para comparar la composición del detrito con la de la roca de la que proviene. A lo largo del reconocimiento de granos mediante SEM se han podido observar numerosas pátinas y costras recubriendo los granos. Sin embargo, la cantidad de mineral precipitado no es suficiente para poder ser detectada por la DRX, o en ocasiones se trata de fases amorfas. Por lo tanto, los análisis de EDX han resultado muy eficaces para el estudio composicional semicuantitativo de dichos precipitados.

El experimento relacionado con la recogida de detritos de los pilancones ha permitido la observación de varios elementos distintos. Por un lado se han realizado diversos análisis sobre los detritos recogidos en la cavidad a lo largo del tiempo. Pero también se han llevado a cabo observaciones en las superficies que estuvieron cubiertas por el detrito, permitiendo la comparación con aquellas zonas que no estuvieron cubiertas: estados de alteración, presencia de óxidos etc. La retirada del detrito de las cavidades se ha realizado mediante barrido. Para ello se ha empleado un cepillo de cerdas plásticas de poca consistencia, evitando de este modo la agresividad contra las paredes o el suelo del pilancón. El barrido se ha realizado de forma suave evitando en todo momento el desprendimiento de fragmentos minerales que pudieran estar a punto de desagregarse. El material recogido ha sido pesado en seco con una balanza de precisión antes y después de la eliminación de la materia orgánica. El proceso empleado para su eliminación ha sido el de la oxidación. Sobre los detritos se han realizado análisis granulométricos y observaciones morfoscópicas en lupa y en SEM, así como DRX.



Figura 2.7. Técnicas empleadas para el análisis de detritos en pilancones. a) Balanza de precisión. b) Tamizadora empleada en el análisis granulométrico. c) Lupa binocular d) Preparaciones para el microscopio electrónico de barrido (SEM). El baño empleado en las muestras ha sido de oro para que no hubiese interferencia en aquellas muestras orgánicas.

La recolección de detritos se realizó durante el año hidrológico 2005-2006, y ha contado con cuatro recogidas de material. El barrido inicial, que implica la retirada total de los detritos previos, se hizo en la primera semana de septiembre, justo antes de las primeras lluvias tras el periodo estival. La siguiente recogida se realizó la primera vez que los pilancones se secaron tras la época de lluvias, a mediados de febrero. El pilancón de mayor capacidad no llegó a secarse totalmente y tardaría algunos meses más en hacerlo definitivamente. Por tanto, en este pilancón no se produjo el barrido de material hasta la siguiente recogida. La tercera recogida de material se realizó a principios de mayo, cuando los ciclos de helada son ya improbables en esta zona. En el caso del pilancón de mayor volumen, es en este momento cuando se recogen los materiales que llevan depositándose desde septiembre del año anterior. El último barrido se realiza nuevamente en la primera semana de septiembre del año 2006.

El análisis morfoscóptico de los granos caídos permite evaluar la importancia y celeridad de los procesos de alteración que se han observado en otros granos que llevaban un tiempo indeterminado en la cavidad. Particularmente interesante es la valoración de los procesos de disolución. Los granos pertenecientes a las paredes del pilancón han estado sujetos al contacto con el agua durante un intervalo desconocido de tiempo, estando sujetos a la disolución, abrasión, etc. Por el contrario, la faceta del grano adherida a la pared, y que es fácilmente identificable, no ha podido sufrir alteraciones más que una vez caído el grano al fondo de la cavidad. El estudio de los estos granos se ha centrado en sus facetas interiores, aquellas con un tiempo máximo de exposición conocido. Es posible valorar además la alteración diferencial en función de la composición mineral. Para completar el estudio de alteración se han seleccionado unos cuantos cristales que daban resalte en las paredes del pilancón. Se ha procedido a su extracción mediante fracturación y a un análisis morfoscóptico en SEM para evaluar los procesos que les afectan.

2.5. Análisis de flared slopes y del contexto geomorfológico de la localidad de estudio

Las flared slopes son una morfología que queda grabada bajo el sustrato arenizado o grus, y que evidencian un periodo de estabilización de la superficie alterada. Mediante ellas se pueden identificar episodios de alteración del frente químico de un macizo. Por lo tanto, dentro de una misma estación se puede establecer una cronología relativa de niveles o superficies en los que se desarrolle una población de pilancones. Por lo general, cuando es reconocible un nivel de estabilización de la alteración no se encuentra una flared solpe de forma aislada. Es conveniente además que si se pretende identificar un nivel de alteración se identifiquen numerosas flared slopes para dar fiabilidad y extensión lateral al paleorelieve y evitar conclusiones erróneas basadas en alguna forma caprichosa.

Las flared slopes se ven asociadas a otras morfologías grabadas que pueden dar información acerca de los perfiles de alteración (Fig. 2.8). En los procesos de alteración subedáficos, los fragmentos o bloques rocosos que se encuentran afectados por el frente de alteración generan relieves característicos. De este modo los bolos o corestones, producto de la desagregación a favor de discontinuidades se realiza de forma esferoidal favoreciendo morfologías redondeadas cuyas dimensiones siempre son menores que la potencia del perfil de alteración. Del mismo modo, cuando se trata de un pequeño bloque o resalte en roca que queda bajo la superficie alterada suele desarrollar un knick cóncavo

en la base del frente de alteración mientras su ápice adopta una forma redondeada. En el caso que los bloques que superen la altura del sustrato se pueden desarrollar flared slopes, en función de las condiciones locales y el grado de humedad. En bloques que sobresalen ampliamente de la superficie y con paredes verticalizadas es frecuente el desarrollo de flared slopes. Si el nivel de grus en superficie enrasa aproximadamente con los bloques, es frecuente que no se produzca una alteración notable. De este modo, las agrupaciones de bloques desarrollados a una misma altura suelen indicar el nivel de estabilización para esa zona. Las piedras caballeras con frecuencia se localizan por encima o en el límite del nivel de máxima humectación. En este último caso, la formación de la piedra caballera se puede ver favorecida por la alteración horizontal del sustrato que termina por separar definitivamente el bolo del macizo. Aunque el contexto de de las morfologías graníticas pueda ayudar a evidenciar la existencia y potencia de un paleoperfil de alteración, su definición correcta ha de determinarse por la presencia de flared slopes. Por lo tanto, la existencia de estos criterios anexos sólo puede emplearse de apoyo al análisis y no como criterio definitivo.

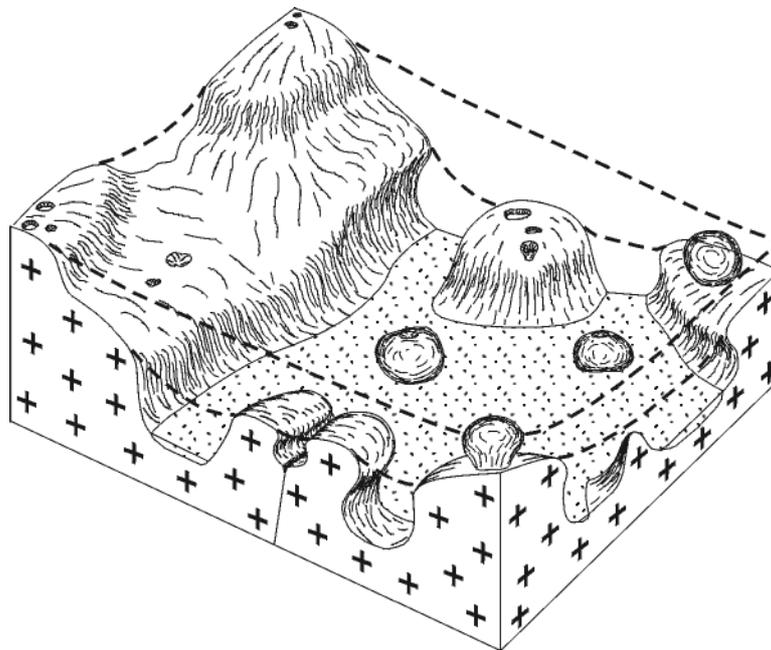


Figura 2.8. Esquema de un afloramiento granítico con diversas morfologías empleadas como criterio de apoyo a las flared slopes para evaluar la altura del nivel de estabilización de un sustrato (modificado de Domínguez Villar, 2002).

Las flared slopes no siempre se forman de manera continua a lo largo de un bloque o macizo, por lo que su extensión lateral es con frecuencia limitada. En consecuencia es aconsejable su identificación en tors, bloques o macizos anexos. Cuando se realiza un análisis de flared slopes es común examinar un área con un radio de varias decenas o cientos de metros en función de la profusión de morfologías. La identificación de flared slopes ha de dibujar un plano de estabilización del grus con pendientes reducidas, capaz de mantenerse estable, y una profundidad del perfil de alteración semejante. Es común que existan pequeñas variaciones en el espesor del perfil de alteración, del orden de décímetros. Sin embargo, desniveles mayores pueden estar denotando alguna circunstancia anómala. Las irregularidades en el drenaje, orientación, o topografía del paleorelieve pueden hacer variar el espesor del sustrato alterado. En el caso de flared slopes diaclasa o aquellas desarrolladas en zonas culminantes, la alteración puede ser

menor. En los casos de flared slopes anómalamente altas, lo más normal es que se trate de una fase anterior de estabilización. Es frecuente que existan perfiles complejos con dos o más fases de alteración registrados. Es conveniente su identificación mediante un exhaustivo reconocimiento de todos los residuales de la estación, o por la expansión lateral de la zona de estudio. Así se evitan problemas en la correlación lateral y la mezcla de niveles con edades de exhumación distintas.

Las flared slopes quedan registradas tanto en superficies llanas como en laderas. Los perfiles de exhumación son particularmente interesantes en su articulación con valles encajados. Los niveles de flared slopes que permanecen colgados respecto a un cauce fluvial pueden ser interpretados con el mismo sentido evolutivo que tienen las terrazas. De este modo se puede obtener una idea aproximada de la cronología de la paleoalteración. En los casos observados, las flared slopes desarrolladas en este tipo de valles tienen alturas algo mayores que las desarrolladas en superficies aplanadas o laderas sin relación a valles. Las diferencias en la profundidad de la alteración están probablemente relacionadas con la mayor humedad concentrada entorno al valle. No obstante, las fases de alteración y lavado de grus son fácilmente correlacionables dentro y fuera del valle, ya que es evidente que la misma dinámica que permite el lavado de una paleoalteración durante un periodo determinado en el valle, lo hace en el resto de superficies.

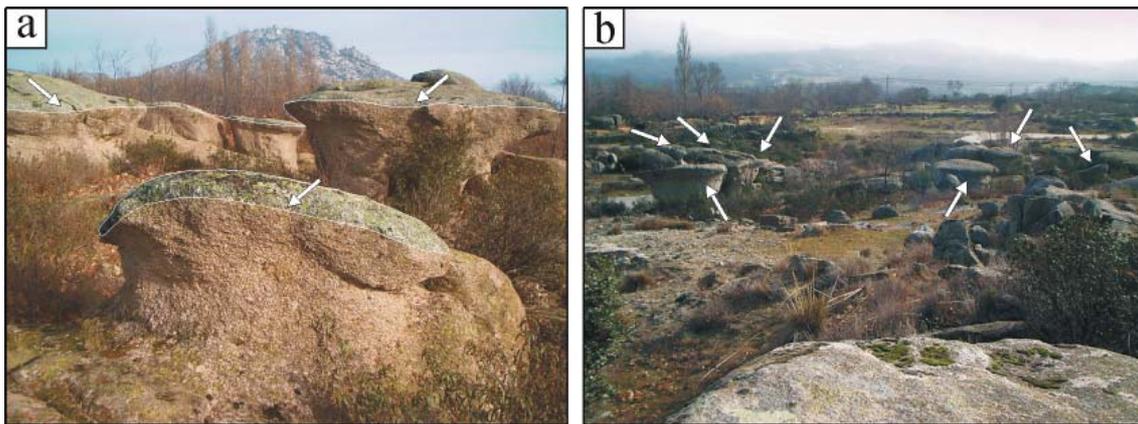


Figura 2.9. Asociaciones de flared slopes entorno a la estación morfométrica de Bustarviejo (Madrid). a) Tres flared slopes en bloques contiguos permiten reconstruir la superficie grabada que estaba cubierta por el sustrato arenoso durante el periodo de estabilización. En la superficie exhumada ha sido sombreada en ocre y las flared slopes indicadas con una flecha b) En la misma estación se pueden reconocer numerosas flared slopes en un área de poco más de cien metros de diámetro. En esta imagen las flared slopes han sido indicadas con flechas.

Del mismo modo que en un valle con depósito de terrazas fluviales hay periodos de sedimentación de terrazas y periodos de erosión y disección de las mismas, en los valles con desarrollo de flared slopes puede identificarse una dinámica análoga. En los periodos de mayor estabilidad se procede a la profundización del frente de alteración químico y al grabado de la morfología. En los periodos de incisión de la red fluvial las flared slopes quedan expuestas. La corrosión química sigue activa, pero la incisión debida al río es más efectiva no permitiendo el registro de formas grabadas de corrosión. En un valle con varios niveles de flared slopes es común que la incisión fluvial sea superior a la profundidad de los perfiles de alteración, por lo que de forma habitual las flared slopes están descolgadas unas de otras en la vertical. En superficies sujetas a menor erosión lineal esto no ocurre, ya que en periodos de erosión el detrito es capaz de ser evacuado, pero por lo general no

hay una erosión evidente del sustrato rocoso debida a escorrentía. Por tanto, las nuevas superficies de corrosión quedan superpuestas unas a otras profundizando sucesivamente.

Los niveles de paleoalteración en valles son especialmente significativos por su potencial cronológico. Los episodios de alteración y exhumación pueden tener ciertas variaciones de potencia de una estación a otra. Sin embargo, cuando se estudian numerosos perfiles de una zona, se observa que el comportamiento de amplias regiones con características geodinámicas afines es común. Por tanto, y aunque no exista criterios de correlación directa, es asumible que las causas que produjeron la estabilización o incisión en una región son comunes: variaciones climáticas, capturas fluviales, etc. Los periodos generales de incisión fluvial pueden correlacionarse con el lavado y exhumación de perfiles de alteración tanto en valles como en el resto de superficies, siempre que exista una conexión hidráulica. La posibilidad de datación de los depósitos de terraza u otros materiales, hace que se pueda establecer por correlación la edad de los periodos de alteración o exhumación. Esto proporciona una edad a la cronología relativa de los niveles identificados dentro de un macizo. Aunque la cronología aportada por este método de análisis de flared slopes suele ser poco precisa y esta sujeta a una correcta correlación, la ausencia generalizada de dataciones en macizos antiguos permiten un cierto acercamiento muy valioso. Dado que las superficies erosivas estudiadas en este trabajo fuera de zonas glaciadas han sido consideradas de forma general precuaternarias, la relación de niveles de flared slopes exhumados con los niveles de terraza más bajos, permiten restringir la edad de exposición de algunas de las superficies a unas decenas o cientos de miles de años.

La datación directa de niveles de exhumación es compleja debido a la naturaleza erosiva de estas formas. Las morfologías grabadas son erosionadas progresivamente una vez quedan expuestas, siendo desmanteladas por los agentes externos. Sin embargo, en ocasiones la superficie expuesta de las flared slopes tiene procesos de endurecimiento, permitiendo la conservación de la superficie grabada. La erosión de dicha superficie continúa aunque queda más ralentizada. La costra formada es susceptible de ser datada mediante varios métodos. Ya que la superficie continúa su erosión, aunque sea de forma más ralentizada, aquellos métodos relacionados con su periodo de exposición subaérea parecen poco apropiados. Se ha optado por el análisis de las fases minerales neoformadas que favorecen su encostramiento. Se ha realizado un estudio petrográfico básico de las muestras, incluyendo microscopio óptico y microsonda. La datación de la costra se ha realizado sobre feldespatos mediante el método del ^{230}Th , también conocido como método del uranio/torio.

Las localidades seleccionadas para el análisis de pilancones tienen en la medida de lo posible un estudio geomorfológico suficientemente detallado para no precisar un profundo reconocimiento previo. No obstante, las particularidades de afloramiento en las proximidades a la estación que pueden tener características singulares, o la necesidad de trabajos más detallados que los existentes, han requerido de un estudio adicional. El estudio adicional del contexto geomorfológico ha sido preciso tanto en zonas con desarrollo con flared slopes como en regiones con ausencia de estas morfologías. En algunos casos, para delimitar el contexto geomorfológico se ha realizado una cartografía geomorfológica detallada. Para ello se ha efectuado una fotointerpretación y reconocimiento de campo para delimitar con exactitud la situación del enclave dentro del contexto morfoevolutivo de las localidades en cuestión.

En otras ocasiones, los niveles de alteración de flared slopes se pueden correlacionar con depósitos de cuencas endorreicas o pseudoendorreicas. El seguimiento lateral de los niveles de alteración puede seguirse hasta que se pierde debajo del depósito, por lo que ha de correlacionarse con alguna de las superficies de estratificación registradas en el depósito. Por ello se ha realizado un análisis estratigráfico y sedimentológico básico para identificar los niveles y condiciones de sedimentación. Con ello se pueden relacionar las condiciones de sedimentación con periodos de mayor alteración o lavado del perfil de alteración. Una cronología tentativa puede establecerse si es posible la correlación de los depósitos con otros similares de edad conocida. No obstante, ya que los depósitos pseudoendorreicos suelen conservar restos orgánicos se ha intentado su datación absoluta mediante el método del ^{14}C . Los resultados de la cronología de alteración pueden cotejarse con los obtenidos en otras localidades próximas de la misma región, de este modo se puede evaluar la validez general aportada por en cada localidad.

3. MARCO REGIONAL DE LAS ZONAS ESTUDIADAS

3.1 Descripción general de las zonas

En este estudio se han utilizado 13 estaciones de medición de pilancones repartidas en 5 países entre Europa y América. Algunas de las estaciones están agrupadas en zonas. Aquellas zonas con más de una estación están diseñadas para realizar comparaciones entre algún factor del que pueda depender la evolución del pilancón: microclima, petrología o cronología. Sin embargo, otras zonas no cuentan más que una estación. Ello se debe a que las peculiaridades de afloramiento no permiten la obtención de más estaciones, o porque la uniformidad de la región no aportaría diferencias significativas. Las estaciones se han agrupado por tanto en seis zonas sintetizadas en la tabla 3.1.

Tabla 3.1. Distribución de las estaciones de medida de pilancones en zonas.

Zona	Localización	Estación
I. Patagonia sur (Chile)		1. Torres del Paine (TP)
II. Minnesota (EEUU)		2. Big Stone (BS)
III. SW de Escandinavia (Noruega)		3. Djupvasshytta (DJ)
IV. Serra da Estrela (Portugal)		4. Curral da Nave (CN)
		5. Lagoa Redonda (LR)
V. Sierra de Guadarrama (España)	<i>S^a de Hoyo de Manzanares</i>	6. Los Decorados (LD)
	<i>La Pedriza</i>	7. Canto Hastial (CH)
	<i>S^a de La Cabrera</i>	8. Peña Sacra (PS)
		9. El Yelmo (EY)
		10. Bustarviejo (BU)
		11. Valdemanco (VA)
VI. Desiertos de California (EEUU)	<i>Owens Valley</i>	12. Alabama Hills (AH)
	<i>Mojave Desert</i>	13. Joshua Tree (JT)

Las tres primeras zonas, Patagonia sur, Minnesota y SW de Escandinavia, contienen una sola estación y se eligieron por el control cronológico de las superficies sobre las que se desarrollaban los pilancones. Son zonas ampliamente glaciadas durante la última glaciación, cuyos pilancones empezaron a formarse con posterioridad a la retirada de los hielos. En la Serra da Estrela se han localizado dos estaciones. Esta zona es de especial interés en cuanto establece un nexo entre las zonas anteriormente estudiadas y la Sierra de Guadarrama. Serra de Estrela albergó en su parte culminante un glaciar tipo montera durante la última glaciación. Por lo tanto, se ha podido localizar una estación dentro del límite glaciado y otra fuera de dicho límite. De este modo se puede comparar la población más reciente con aquellas de las zonas I, II y III. Por otro lado, el desarrollo de una estación fuera del área glaciada, y por tanto sin una edad máxima conocida para el desarrollo de cavidades, permite evaluar la importancia del factor cronológico en el desarrollo de cavidades. Además las condiciones afines entre las zonas no glaciadas de Serra da Estrela y la Sierra de Guadarrama pueden establecer un criterio más para comparar las estaciones del centro peninsular con aquellas de superficies recientemente expuestas.

La Sierra de Guadarrama cuenta con seis estaciones distribuidas en tres plutones distintos, Hoyo de Manzanares, La Pedriza y La Cabrera. Los tres granitoides se corresponden con sierras de varios cientos de metros de desnivel. Cada plutón cuenta con dos estaciones, y la localización de los emplazamientos en cada macizo se ha diseñado

de tal manera que hubiese una cierta diferencia altitudinal entre ellos. De este modo se pretenden observar posibles diferencias en los pilancones debidas a las variaciones microclimáticas asociadas al gradiente altitudinal, y también a la diferencia del sustrato rocoso. Las estaciones de la Sierra de Guadarrama se desarrollan sobre superficies erosivas muy antiguas que han sido degradadas con posterioridad. El control cronológico de estas superficies es limitado, y se relaciona con la sucesión de niveles de exhumación de sustratos grabados, que pueden correlacionarse gracias a la preservación de flared slopes. Aunque existe un cierto control cronológico, éste es mucho más pobre que en aquellas estaciones desarrolladas en superficies glaciadas.

Por último se han localizado dos estaciones en ambientes áridos, en el Owens Valley y en el Mojave Desert, en Estados Unidos de Norteamérica. No se tiene control cronológico preciso de estas estaciones, contando solamente con estimaciones obtenidas a partir de la sucesión geomorfológica local y su relación con los episodios de exhumación. El contexto de las estaciones es relativamente parecido entre sí y pretende describir la morfometría de pilancones bajo un clima muy diferente al del resto de las estaciones. Los condicionantes climáticos afectan sin duda a los procesos que intervienen en la formación de estos pilancones; p. ej: considerables efectos de la haloclastia, mayor importancia de ciclos térmicos, o menor tiempo de residencia del agua en el pilancón. Por tanto, la localización de estas estaciones pretende evaluar si las notables diferencias en los procesos genéticos tienen una repercusión evidente en la morfometría del pilancón y si pueden ser comparables a pilancones de las regiones de climas templados/fríos húmedos.

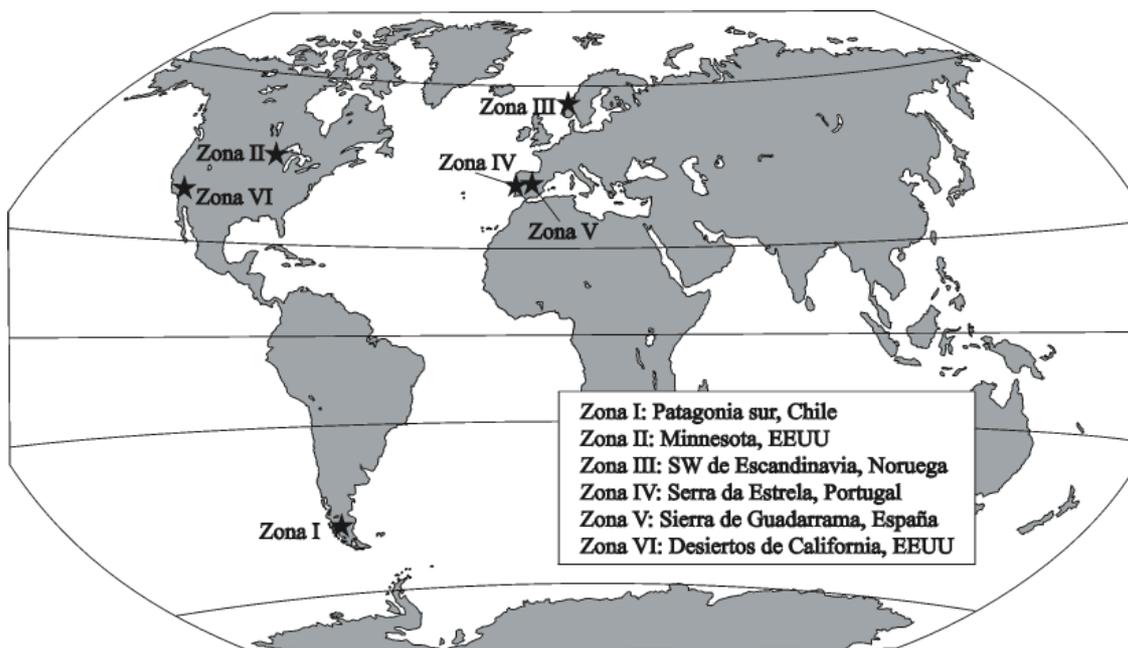


Figura 3.1. Distribución de las zonas en las que se han localizado las estaciones de pilancones.

3.2. Patagonia sur (Zona I)

La Patagonia es una amplia región que comprende el extremo sur del continente americano desde una latitud aproximada de 39° Sur, hasta su límite con la isla de Tierra de Fuego. La Cordillera Andina que atraviesa de norte a sur el subcontinente en su margen occidental, es determinante para la fisiografía patagónica. La vertiente occidental es muy

escarpada y húmeda, mientras que la fachada oriental presenta una estepa de baja altitud y con un clima seco y frío. La investigación se ha centrado al sur de La Patagonia, entre 49° y 51° Sur de latitud, en los Andes Patagónicos. La estación de medida de pilancones de Torres del Paine (TP) se localiza en el Parque Nacional Torres del Paine, en Chile, aunque también se realizaron observaciones puntuales en el Parque Nacional de los Glaciares, en Argentina. Los emplazamientos se localizan en la vertiente oriental de la Cordillera en zonas de montaña, y por tanto todavía recogen una considerable humedad proveniente del Pacífico pese a su orientación hacia el Este. La estación TP se encuentra administrativamente en la XII Región de Chile, Magallanes y de la Antártica Chilena.

Los Andes Patagónicos tienen alturas más modestas que las alcanzadas en la Cordillera más al norte. La mayoría de las cumbres en La Patagonia suelen ser inferiores a los 3000 metros, aunque no son infrecuentes cerros aislados que superen esta cota, llegándose a alcanzar los 4058 msnm en el Monte San Valentín. Las bajas temperaturas alcanzadas en los macizos más altos y la proximidad del Pacífico, que proporciona una considerable humedad, favorecen la existencia de glaciares en la Cordillera. Con frecuencia las cumbres de cerros aislados tienen glaciares de montaña, aunque los macizos más elevados han permitido la preservación de dos campos de hielo. Los campos de hielo se disponen según la dirección N-S de la Cordillera, y se denominan Campo de Hielo Norte (Northern Patagonian Icefield, NPI), de menores dimensiones, y Campo de Hielo Sur (Southern Patagonian Icefield, SPI), entorno al cual se sitúan las zonas de observación. El Campo de Hielo Sur es la cuarta masa del hielo planetaria con una longitud superior a los 400 kilómetros y una anchura que oscila entre los 80 y 25 km. Las lenguas glaciares que descienden desde el SPI llegan a tener decenas de kilómetros de largo y varios kilómetros de anchura. La mayoría de los lagos que bordean los Andes Patagónicos tienen un origen glaciar. Algunos de estos lagos próximos a las zonas de estudio se encuentran entre los más grandes de Sudamérica, como los lagos Argentino y Viedma en Argentina, o el Lago del Toro en Chile.

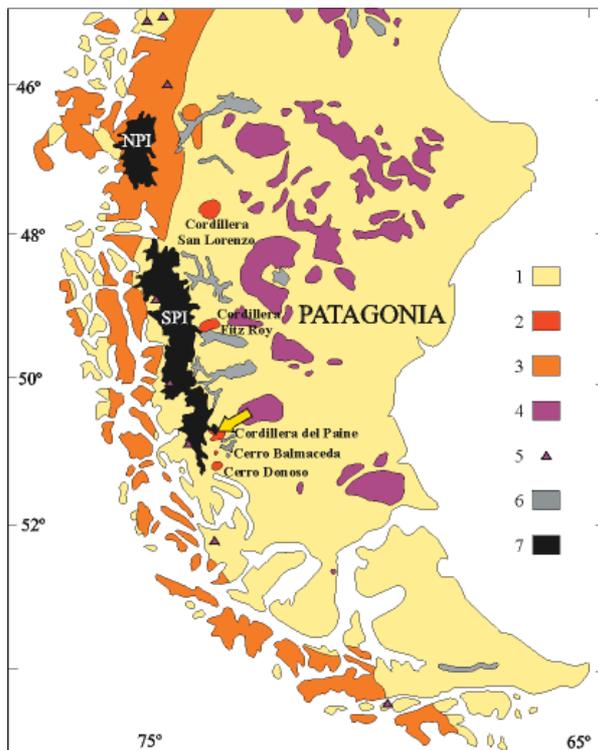


Figura 3. 2. Esquema geológico de la Patagonia. La flecha amarilla indica la ubicación de la zona de estudio en la Cordillera del Paine. 1. Materiales Mesozoicos y Cenozoicos, 2. Plutones Miocenos, 3. Gran batolito patagónico Mesozoico-Cenozoico emplazado en rocas paleozoicas, 4. Plataformas volcánicas jurásicas. 5. Principales volcanes, 6. Lagos, 7. Campos de hielo: NPI (Northern Patagonian Icefield), SPI (Southern Patagonian Icefield).

La Cordillera Patagónica es un orógeno Alpino, constituido por un batolito Mesozoico-Cenozoico emplazado en metasedimentos mayoritariamente del Paleozoico (Fig. 3.2). La estepa patagónica se compone de una serie de cuencas mesozoicas plegadas aflorando en los bordes del macizo y una extensa cuenca de materiales terciarios principalmente continentales provenientes del desmantelamiento de la cadena montañosa, sobre la que destacan amplias plataformas volcánicas del Jurásico. En este contexto general, cabe destacar la presencia de cinco pequeños plutones emplazados en la vertiente oriental de la Cordillera con una marcada orientación N-S, Cerro Donoso, Cerro Balmaceda, Cordillera del Paine, Cordillera del Fitz Roy y Cordillera de San Lorenzo. Todos ellos son granitos terciarios cuyas morfologías erosivas dan algunos de los parajes más emblemáticos de la Cordillera Patagónica. La estación de medida de pilancones de Torres del Paine se localiza en uno de estos plutones, al igual que otras observaciones realizadas en la Cordillera Fitz Roy.

El sur de La Patagonia se sitúa bajo la influencia de los vientos del Oeste, lo cual hace del Pacífico su principal área fuente de humedad. El fuerte desnivel desde el océano hasta la cordillera adherida al margen pacífico favorece un acusado efecto foén. De este modo, la Vertiente Pacífica es mucho más pluviosa que la Vertiente Atlántica, donde el clima es árido y frío. Las zonas en las que se han realizado observaciones se encuentran en la Vertiente Atlántica, aunque en plena cordillera. El gradiente de precipitación es muy elevado, oscilando entre varios miles de milímetros en la cordillera y unos pocos cientos de mm en la estepa patagónica.

La Cordillera del Paine es un macizo cuya cota máxima se sitúa en el pico Cumbre Principal a una altitud de 3050 msnm y en la que alturas superiores a los 2000 metros son frecuentemente alcanzadas por muchos de sus cerros. La cordillera representa un macizo elevado sobre una superficie irregular con cotas promedio entorno a los 200 msnm. El macizo se eleva inmediatamente al este del SPI en su parte meridional (Fig. 3.3). Varias de las grandes lenguas del SPI descienden desde una altura media entorno a los 1500 msnm hacia la zona de la Cordillera del Paine. Inmediatamente al oeste de la Cordillera, se extiende el Glaciar Grey con una lengua de 30 km de longitud y 10 km de anchura máxima. Tan solo 10 km más al sur desciende del SPI el Glaciar Tyndall con unos 40 km de longitud. La Cordillera del Paine alberga además numerosos glaciares alpinos entre los que destacan El Glaciar del Perro o el del Francés. El entorno del macizo alberga numerosos lagos relacionados con la dinámica glaciar, entre los que destacan los lagos Grey, Nordenskjöld, Peohe, Sarmiento o del Toro. La zona culminante del macizo está limitada por valles de dirección NNW-SSE, el valle del Grey al oeste y el del Ascensio al este. Existen pequeños valles glaciares que labran el macizo, aunque solamente el Valle del Francés, con una orientación similar a los valles del Grey y Ascensio, disecta de una forma efectiva la vertiente meridional de la cordillera.

La Cordillera del Paine se compone de materiales cretácicos fallados y plegados que son intruidos por el plutón de la Cordillera del Paine, que constituye el cuerpo principal del macizo. El Cretácico de la zona consta de tres unidades principales pertenecientes a la Cuenca de Magallanes; las formaciones, Zapata, Punta Barrosa y Cerro Toro. Estos materiales están compuestos por litologías siliciclásticas desde lutitas a conglomerados depositados en ambientes marinos de edad Berriasense-Campaniense (Zeil, 1958; Wilson, 1983). El granito de Torres del Paine es una intrusión subhorizontal con morfología de lacolito compuesta por dos unidades petrográficas mayores. El

emplazamiento de los magmas no fue coetáneo, con una primera inyección de carácter básico hace $29,4 \pm 0,8$ millones de años (Altenberg et al., 2003) y una posterior fase ácida cuya intrusión tuvo lugar hace 13 ± 1 millones de años y que en extensión representa la fase mayoritaria (Michael, 1983). La intrusión subhorizontal del lacolito y el importante desnivel del macizo permiten la distinción de los materiales cretácicos a techo y base del intrusivo permitiendo una de las postales más representadas de La Patagonia, los Cuernos del Paine.

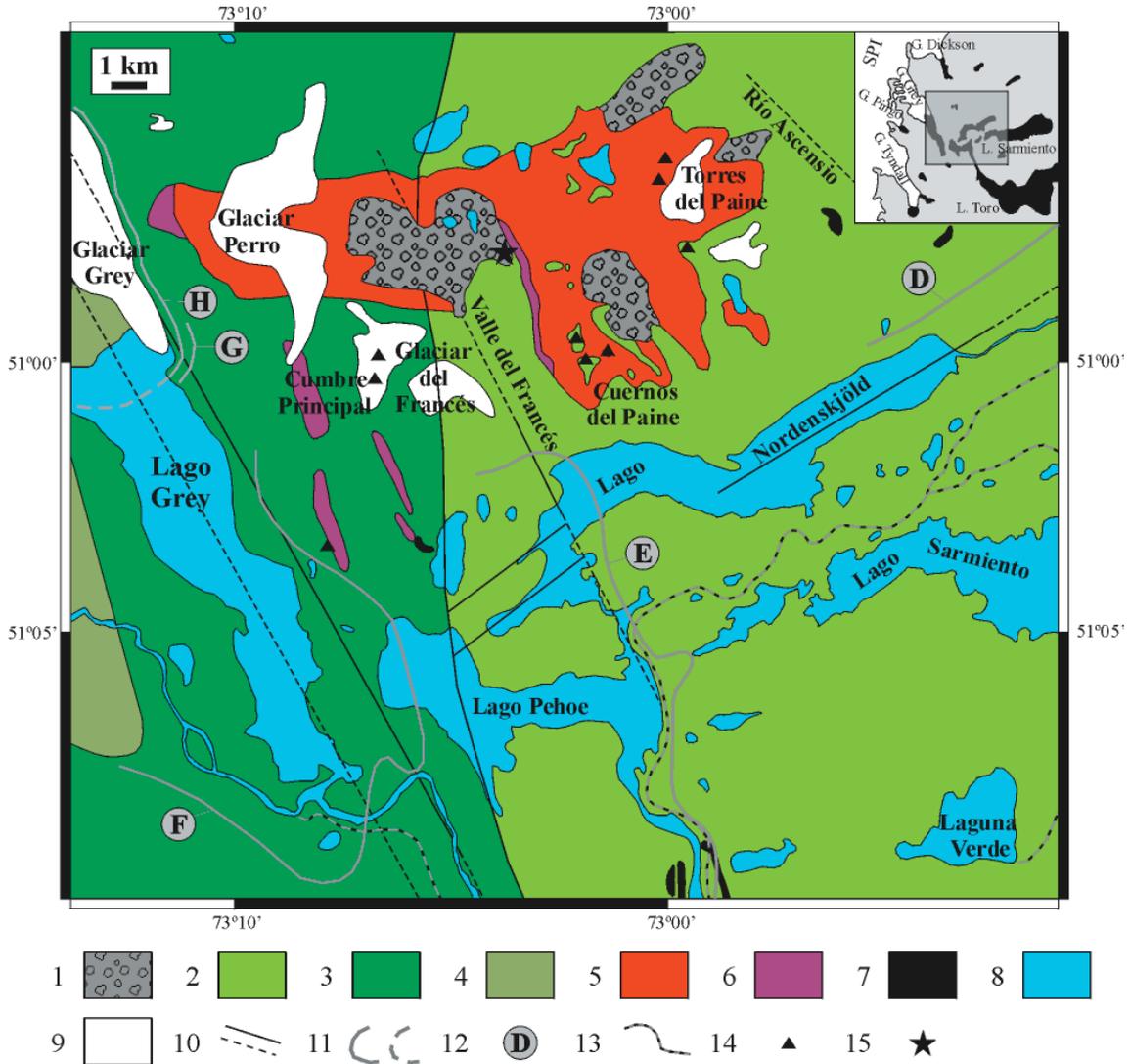


Figura 3.3. Mapa geológico de la Cordillera del Paine. Se incorpora un esquema regional en el que se indican el nombre de las principales lenguas glaciares provenientes del SPI. 1. Tills, 2. Formación Toro (Santoniense-Campaniense), 3. Formación Punta Barrosa (Albeinse-Turoniense), 4. Formación Zapata (Berriasiense-Aptiense), 5. Granito biotítico con ortoclasa de grano medio a grueso (Mioceno), 6. Gabrodioritas (Oligoceno), 7. Gabrodioritas externas, 8. Lagos, 9. Glaciares, 10. Principales fallas y fallas supuestas, 11. Avances de las distintas fases glaciares. La línea discontinua indica su prolongación bajo lagos, 12. Nomenclatura de los avances glaciares. La letra ha sido representada siempre en la parte externa del avance, 13. Principales pistas de ripio en la zona, 14. Principales cumbres, 15. Localización de la estación de medida de pilancones TP. Cartografía geológica según Altenberg et al., (2003), las fases glaciares según Madern (1997), en las que se ha mantenido la nomenclatura utilizada por el autor.

Los restos de la dinámica glaciaria actual y pasada están presentes por toda la Cordillera del Paine. La extensión máxima de los glaciares durante el Último Máximo Glaciar (Last Glacial Maximum, LGM) en esta zona se localiza 100 km al este de los frentes actuales de los glaciares Grey y Tyndall (Caldenius, 1932) y todo el macizo estuvo cubierto por el SPI (Mercer, 1976). La deglaciación en Patagonia comenzó hace unos 17 mil años antes del presente (ka BP) en el norte de Patagonia (Hulton et al., 2002), pero el deshielo no se produjo de forma simultánea a lo largo de la cordillera (Markgraf, 1993; Kaser, 2002). Al comenzar la deglaciación los vientos del Oeste sufrieron un desplazamiento latitudinal hacia el sur, provocando un aumento en la humedad en el sur de la Patagonia, lo que conllevó el retardo de la glaciación (Moreno, 2002). De este modo buena parte de los glaciares del SPI comenzaron su deshielo hace unos 13 ka BP. En la Cordillera del Paine el retroceso de los glaciares desde su máxima extensión en la última glaciación ha contado con al menos 8 fases principales (Mader y Clapperton, 1995). Las primeras cuatro fases están relacionadas con pulsos entorno a la máxima extensión glaciaria, y sus frentes se localizan en el margen oriental de los lagos Sarmiento y del Toro. Al complejo morrénico interior de esta serie de avances se le otorga una edad superior a 12 ka ^{14}C BP por dataciones de carbono catorce (Mader y Clapperton, 1995). Las siguientes fases (E y F en la figura 3.3) representan pequeños avances en la deglaciación entre el final del Pleistoceno y comienzo del Holoceno con edades anteriores a 9,2 ka ^{14}C BP (Mader, 1997). Las dos últimas fases (G y H en figura 3.3) son avances que tuvieron lugar a lo largo del Holoceno reciente. Estos avances tardíos se han reconocido en numerosos glaciares patagónicos y de otras regiones del planeta y se les ha denominado Neoglaciación (Mercer, 1982; Clapperton y Sugden, 1988, Aniya, 1995, Wezens, 1999, Porter, 2000). El último de estos avances ha sido relacionado en Torres del Paine con la Pequeña Edad del Hielo (Little Ice Age, LIA) y esta constituido en la mayoría de los casos por varios episodios de avance y retroceso, lo que genera varias crestas morrénicas o incluso sucesivos complejos morrénicos (Röthlisberger, 1986; Armesto et al., 1992; Mader y Clapperton, 1995).

La estación de medida de las Torres del Paine (TP), esta situada en la cabecera del Valle del Francés a una altitud de 1150 msnm (50°59'S; 73°03'W), por encima del límite altitudinal del bosque de lengas. El valle es estrecho y profundo y esta jalonado en sus divisorias por la Cumbre Principal y los Cuernos del Paine. El desnivel de más de dos mil metros esta casi integramente compuesto por granito, que alcanza la mayor potencia del lacolito en este valle. A lo largo del valle persisten varios glaciares de pequeñas dimensiones. El más importante es el Glaciar del Francés en la entrada del valle y que desciende escalonadamente desde la Cumbre Principal. En la cabecera del valle también se reconocen varios glaciares de pequeñas dimensiones, glaciares negros y glaciares rocosos. No existen datos concretos sobre la meteorología del valle, aunque se estima que la precipitación en la zona es superior a los 1200 mm anuales (Pisano, 1974). Las temperaturas medias mínimas del mes más frío (julio) no son nunca inferiores a -2,5 °C y las máximas del mes más cálido (enero) no alcanzan los 15 °C (Ferrer, 2003). Además, la nieve es persistente en el valle durante todo el invierno y parte de los meses de otoño y primavera, con temperaturas bajo cero que pueden alcanzarse durante prácticamente todo el año.

Los pilancones medidos se localizan en bloques de granitos de dos a cinco metros de diámetro, pertenecientes a una morrena lateral en el flanco oriental del valle (Fig. 3.4). Las mediciones se limitaron a un área inferior a los 100 metros de diámetro para evitar

variaciones significativas de cota entre los distintos bloques. Los cerros que rodean este enclave y nutren los bloques de las morrenas y los derrubios, pertenecen a la intrusión de carácter ácido. Son granitos con biotita y ortoclasa, de grano medio a grueso y con composición moderadamente alcalina a calcoalcalina (Michael, 1983). La morrena se articula ladera arriba con un talud de derrubios y el frente de un glaciar rocoso, ambos provenientes de cerros graníticos. Ladera abajo la morrena es disectada por el curso del río, por lo que está parcialmente dismantelada formando un recubrimiento coluvial hasta alcanzar el fondo del valle. La zona en la que se realizaron las medidas es una parte estable de la morrena, cuyos bloques fueron depositados inequívocamente junto al material que los engloba. Unos cientos de metros al norte se sitúa el frente del glaciar rocoso, que presenta una serie de arcos y surcos con los bloques bien estabilizados, presentando cierto grado de colonización por líquenes e incluso en ocasiones vegetación. Aunque la parte baja del glaciar rocoso es claramente inactiva, no ocurre lo mismo con las partes medias y altas del glaciar, que muestran evidencias de actividad por el aspecto fresco de los bloques y su alto grado de inestabilidad. A pesar de que los bloques de granito del frente del glaciar rocoso estaban estables y con frecuencia tenían una disposición apropiada para la formación de pilancones, no se encontró en ellos ningún ejemplar. No existe datación absoluta de la morrena sobre la que se ha localizado la estación de medida TP, ni sobre el frente del glaciar rocoso. De hecho los trabajos geomorfológicos existentes en la zona no tienen el suficiente detalle, o se han centrado en otras zonas, con lo que estos elementos no han sido descritos previamente. En base a los trabajos bibliográficos tan sólo se puede decir con certeza que la morrena forma parte de un episodio de la Negociación y por tanto la formación de los pilancones comenzó en algún momento a lo largo del Holoceno reciente.

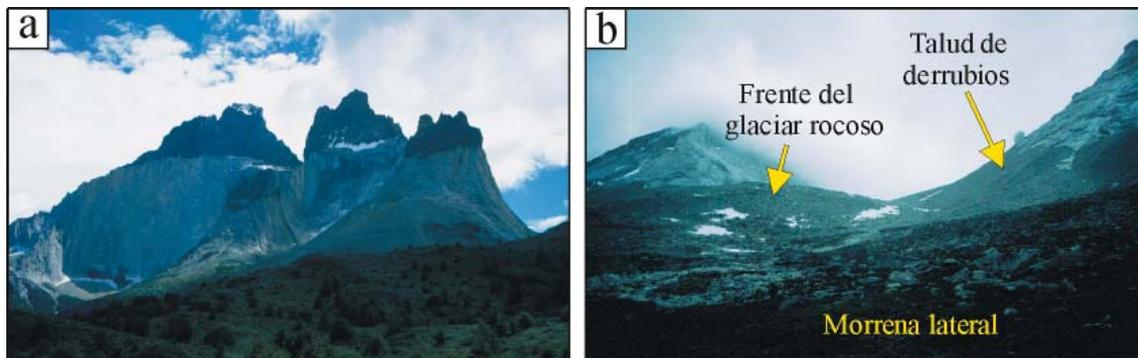


Figura 3.4. Fotografías del paraje de la estación de medida de pilancones de Torres del Paine. a) Panorámica de los Cuernos del Paine mostrando el aspecto general de lacolito granítico. El valle del Francés se adentra en la fotografía a la izquierda de la imagen. b) Panorámica de la zona de medida de pilancones TP. La estación se localiza sobre la morrena lateral a la derecha del cauce que la atraviesa. Al fondo se observan el frente del glaciar rocoso y los taludes de derrubios que articulan el valle con sus verticales paredes. El flujo del glaciar que depositó la morrena discurría hacia la derecha de la imagen.

A pesar de la falta de datos geomorfológicos y geocronológicos en la cabecera del Valle del Francés, la edad de episodios glaciares en el entorno está bien establecida, por lo que se ha realizado una cartografía detallada del Valle del Francés con objeto de realizar correlaciones con otros episodios de cronología conocida. De este modo se pretende precisar el momento a partir del cual los pilancones pudieran haber comenzado a formarse. Por tanto, la edad concreta de los pilancones será discutida en detalle en el capítulo sexto.

3.3. Minnesota (Zona II)

Minnesota es un estado perteneciente a los Estados Unidos de Norteamérica que limita al norte con los estados canadienses de Manitoba y Ontario, con los estados de Dakota del Norte y Dakota del Sur hacia el oeste, con Wisconsin al este y con Iowa al sur. El estado se localiza en la mitad septentrional del subcontinente y se divide entre las provincias fisiográficas de las llanuras interiores hacia el sur y el Macizo Laurentiano hacia el norte. La orografía tiene muy poco relieve con cotas medias en torno de los 300 msnm y solamente al NE del estado se alcanzan elevaciones algo superiores de hasta 680 msnm, pero siempre con pendientes moderadas. A pesar del escaso relieve, en el estado coinciden tres grandes cuencas hidrográficas; una que drena sus aguas hacia el Golfo de México a través del Mississippi, otra hacia la Bahía de Hudson por el Río Rojo y el Lluvioso, y en las inmediaciones del Lago Superior las aguas terminan en el Atlántico Norte a través del Río St. Lawrence. Minnesota es conocido como el estado de los diez mil lagos, lo cual ha sido posible por el reciente modelado de sus unidades superficiales, el relieve llano pero rugoso y un balance hídrico positivo en buena parte del territorio. La zona de estudio se encuentra en el county de Big Stone, al SW del estado de Minnesota, en las inmediaciones de la localidad de Ortonville. La estación de medida de pilancones de Big Stone (BS) se ha localizado a orillas del Río Minnesota muy próximo a su nacimiento, en el Lago de Big Stone que determina la divisoria de aguas entre la bahía de Hudson y el Golfo de México.

La localización de Minnesota en el interior del continente y su latitud alejada del cinturón anticiclónico subtropical, le hace sufrir un clima continental extremo. La ausencia de relieve hace que las masas de aire tropical y polar se desplacen libremente por el interior continental según las estaciones. La temperatura media anual en las estaciones meteorológicas próximas a Big Stone oscila entre 6,4 y 7,1 °C. Los inviernos son muy rigurosos con temperaturas constantes bajo cero durante varios meses, y mínimas inferiores a -30 °C. La temperatura media del mes más frío (enero) esta por debajo de los -10 °C y las mínimas medias son inferiores a -17 °C. Los veranos por el contrario son calidos, lo que provoca una elevada humedad relacionada con la alta evaporación de los lagos. Las temperaturas medias en el mes más cálido (julio) son superiores a los 22 °C y las temperaturas medias máximas no alcanzan los 30 °C. Las precipitaciones son mínimas en invierno y máximas en verano, con una media anual del orden de los 600 mm entorno a Big Stone. La precipitación es en forma de nieve durante la mitad del año, lo que unido a las bajas temperaturas permite que la nieve permanezca en el terreno de 4 a 6 meses todos los años. La transición de condiciones frías a cálidas a lo largo del año es bastante rápida. Por lo tanto, la primavera y el otoño son estaciones casi inexistentes que se caracterizan por apenas unas semanas de clima variable. Los ciclos de hielo no son frecuentes en invierno ya que las temperaturas son demasiado bajas, y tampoco son comunes en verano. Las primeras heladas comienzan a finales de septiembre y las últimas se registran a finales de mayo.

La mayoría del estado de Minnesota ha estado cubierto por el glaciar de casquete de Laurentia durante los sucesivos periodos glaciares en los últimos cientos de miles de años. Por consiguiente, la dinámica glaciar determina en gran medida la orografía, cursos fluviales, lagos y afloramientos rocosos. La inmensa mayoría del estado esta cubierta por unidades superficiales de till y depósitos fluvio-glaciares, con potencias variables

que llegan a superar los 100 metros de espesor (Soller y Packard, 1998). De este modo los afloramientos rocosos están restringidos a las zonas más elevadas, las que no fueron glaciadas o las que han tenido una fuerte erosión fluvial (Fig. 3.5). A pesar de ello, la geología del sustrato esta bien estudiada.

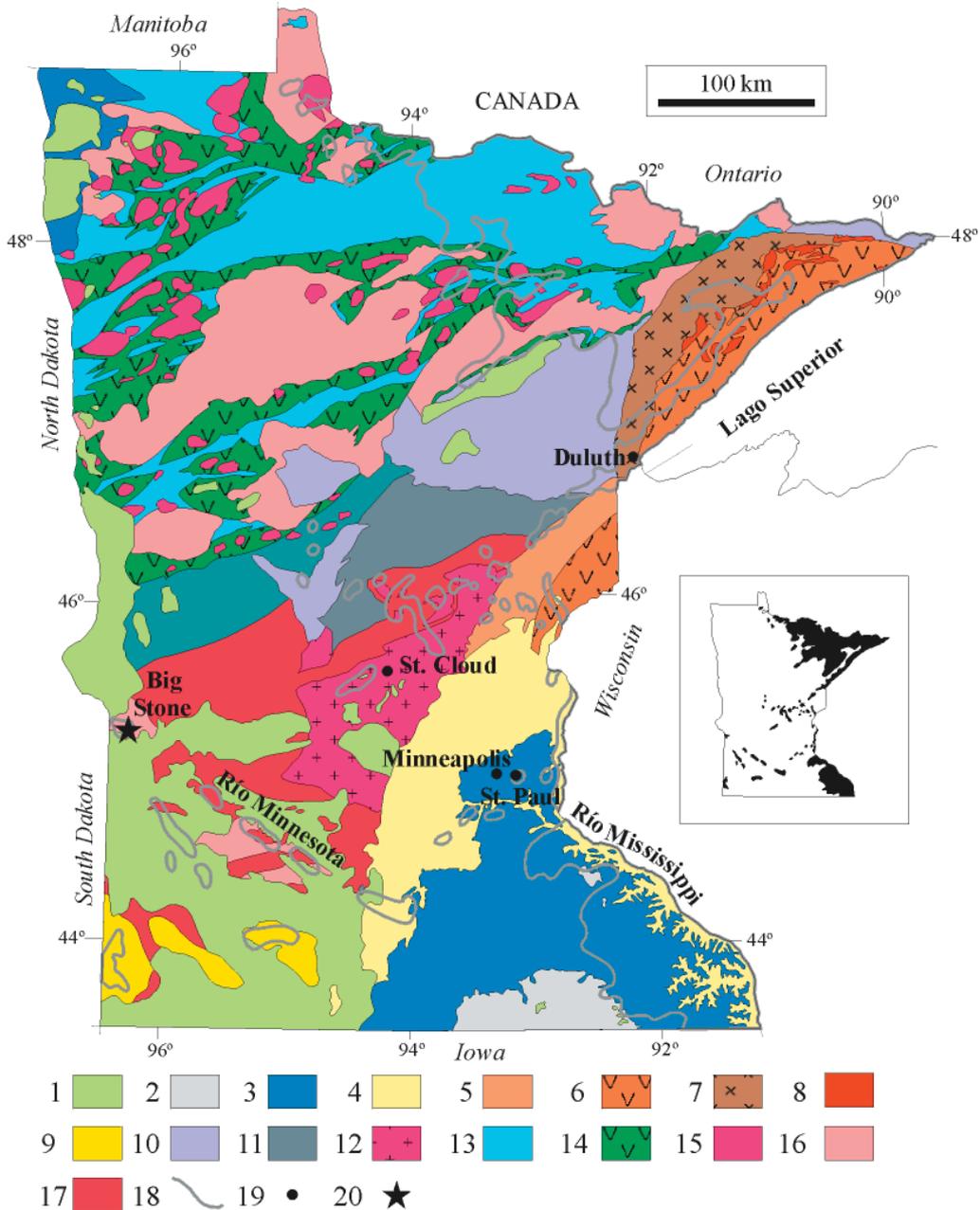


Figura 3.5. Mapa geológico de Minnesota con esquema de afloramientos rocosos del estado. 1. Arcillas y areniscas con intercalaciones de carbonatos (Mesozoico), 2. Calizas y dolomías (Devónico), 3. Calizas y dolomías con intercalaciones siliciclásticas (Ordovícico), 4. Cuarcitas, areniscas y limonitas (Cámbrico), 5. Arcillas y areniscas (Proterozoico medio, PM), 6. Basaltos y otras rocas volcánicas relacionadas (PM), 7. Rocas intrusivas básicas (PM), 8. Granitos (PM), 9. Cuarcitas y pizarras (Proterozoico Inferior, PI), 10. Arcillas, limonitas, grauvacas y rocas volcánicas (PI), 11. Pizarras, grauvacas, metavolcanitas y carbonatos (PI), 12. Granitos (PI), 13. Rocas metasedimentarias, paragneises y migmatitas (Arcaico superior, AS), 14. Rocas volcánicas máficas (AS), 15. Monzonitas, sienitas y monzodioritas (AS), 16. Granodioritas y granitos (AS), 17. Gneises migmatíticos y anfibolíticos (Arcaico medio), 18. Límites de los afloramientos rocosos ilustrados en el esquema adjunto, 19. Principales ciudades, 20. Localización de la estación de medida de pilancones de Big Stone (BS). También se representan los principales ríos. (Cartografía geológica simplificada de Morey, 1993; esquema de afloramientos rocosos según Ojakangas y Matsch, 1982).

La mayoría del estado está ocupado por distintas unidades pertenecientes al Escudo Canadiense, un cratón que abarca buena parte del NE del continente Norteamericano y Groenlandia. Sobre este basamento se depositaron al SE del estado sedimentos paleozoicos, y con posterioridad materiales cretácicos que se disponen principalmente en el SW, aunque también de forma diseminada por el centro y oeste de Minnesota. Los materiales del cratón que se reconocen en el estado tienen una edad con un amplio rango cronológico desde el Arcaico medio hasta el Proterozoico medio. Las rocas más antiguas aparecen en el centro del estado y están compuestas por unidades migmatíticas de gneises, anfíbolitas y granitos. El Arcaico superior representa la mayor extensión del cratón en Minnesota, ocupando el centro y NW del estado. Se trata de rocas ígneas como granitos, sienitas, pero también migmatitas y diversas unidades metasedimentarias, incluidas las primeras formaciones de hierros. En el Proterozoico inferior destacan algunos cuerpos intrusivos en el centro y sur del estado, así como unidades metasedimentarias con alternancias de materiales metavolcánicos y alternancias de formaciones de hierro bandeado. En el Proterozoico medio las unidades están relegadas al supergrupo de Keweenawan en las inmediaciones del Lago Superior. Son unidades con pizarras, materiales volcánicos y subvolcánicos, gabros y granitos. El Paleozoico está representado por rocas del Cámbrico que son mayoritariamente siliciclásticas, así como por el Ordovícico y Devónico compuesto por calizas y dolomías. Aunque hay pequeñas extensiones de Jurásico dolomítico en el NW del estado, la mayoría de los materiales mesozoicos son cretácicos y están compuestos por arcillas y arenas con pequeñas alternancias de calizas.

A lo largo del Cuaternario la gran mayoría de Minnesota ha estado cubierta sucesivamente por los avances del Manto de Hielo de Laurentia (Laurentide Ice Sheet, LIS). Los tills más antiguos que se han reconocido tienen edades superiores a 1,2 millones de años (Ojakangas y Martsch, 1982). Sin embargo, la mayoría de las unidades superficiales se relacionan con distintos episodios a lo largo del último periodo glacial. Los depósitos fuera de las márgenes glaciadas se componen básicamente de loess. Dentro de las zonas glaciadas se reconocen grandes planicies de tills o amplios complejos morrénicos que pueden alcanzar decenas de kilómetros en sus secciones transversales. En las planicies se pueden reconocer localmente morfologías como eskers o de forma más extensa campos de drumlins. Los depósitos lacustres son muy frecuentes en los surcos morrénicos o en las llanuras dejadas por lagos proglaciares extintos. También tienen una amplia distribución los materiales aluviales procedentes del deshilo glacial. Las terrazas y aluviales de los ríos actuales se extienden por todo el territorio, aunque restringidos a estrechas franjas en los cauces principales (Goebel y Walton, 1979).

La ubicación de Minnesota respecto a los dos grandes domos de acumulación a partir de los cuales fluía el hielo del LIS hacia el sur (en la Bahía de Hudson y al norte de Saskatchewan), ha hecho que los flujos de hielo (ice streams) tuviesen un papel fundamental en la historia de avance y retrocesos del glaciar en esta zona (Fig. 3.6a). Los flujos de hielo son corrientes preferentes del glaciar cuya dinámica está más relacionada con reología del hielo que con variaciones climáticas. De este modo modificaciones en la dinámica glacial han favorecido el avance de diversos lóbulos que en ocasiones no tenían el mismo origen. Así ha habido lóbulos como el de Wadena proveniente del norte, el lóbulo Superior proveniente del Lago Superior en el NE, o el lóbulo de Des Moines proveniente del NW. En su máxima expansión en la última glaciación, el Glaciar de Laurentia ha tenido dos grandes lóbulos meridionales. El más extenso se centra en el oeste de Pensilvania, Michigan y este de Wisconsin, inmediatamente al sur del domo de la

Bahía de Hudson. El otro avance principal se centra en Minnesota y Dakota y se dividía en dos lóbulos; uno occidental de menor extensión denominado de James, y otro oriental más expansivo y que llegó a avanzar hasta la mitad del estado de Iowa: el Lóbulo de Des Moines. El momento de máxima expansión glaciár en este lóbulo ha sido datado en el complejo morrénico de Des Moines entorno a 17 ka BP (Patterson, 1996).

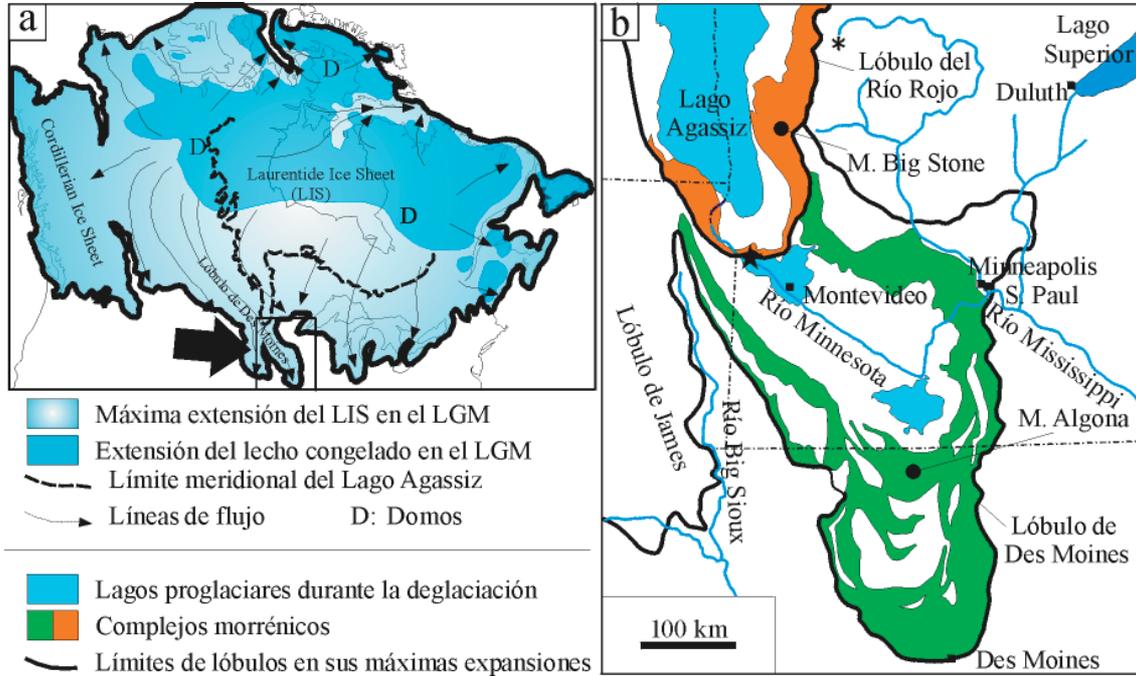


Figura 3.6. Localización de la estación de medida de pilancones de Big Stone. a) Esquema de Norteamérica mostrando la máxima extensión alcanzada por el LIS durante el LGM. Se incluyen los límites máximos supuestos para las condiciones de lecho glaciár seco o congelado, que permitirían la preservación de morfologías previas a la glaciación. También se representa el límite meridional del Lago Agassiz, un inmenso lago proglaciár cuyo límite más meridional, y punto de desagüe durante buena parte de su existencia, se situaba en las inmediaciones de la zona de estudio. La zona sobre la que se presenta un esquema más detallado ha sido remarcada e indicada por una gruesa flecha negra. (Cartografía glaciár en el LGM y del lago Agassiz en el 8,4 ka ^{14}C BP según Dyke y Prest, 1986; extensión del glaciár de fondo frío según Kleman y Hättestrand, 1999). b) Esquema de las principales unidades superficiales que afectan la cronología de la estación de BS. La estación ha sido localizada con una estrella. El asterisco indica la ubicación del Lago de Elk (ver capítulo noveno). También se han representado las principales ciudades, los límites estatales en líneas discontinuas y los ríos en azul. (Cartografía según Patterson, 1996).

La estación de medida de pilancones de Big Stone está localizada en el valle del Río Minnesota. La erosión del río en este paraje ha dejado al descubierto relieves graníticos que llegan a sobresalir hasta 15 metros sobre la llanura del río. Las facies principales del plutón oscilan entre monzogranitos de grano medio a fino con una ligera fábrica gneisica, a una fase sienogranítica de grano grueso con megacrístales de feldespato de longitudes entre 1 y 3 cm. La roca ha sido datada en 2591 ± 7 millones de años (Schmitz et al., 2006). En el emplazamiento de BS, el tamaño cristalino era medio a grueso, no se observaron deformaciones ni estructuras de flujo significativas y los fenocristales no eran abundantes. Además, el color general de la roca es rojizo por la oxidación de los feldespatos. Este granitoide desarrolló un profundo paleosuelo (~30 metros de media) bajo climas tropicales durante millones de años, que en ocasiones ha sido preservado bajo sedimentos cretácicos (Setterholm y Morey, 1989). La morfología de la superficie de alteración es irregular, con desniveles de hasta 45 metros (Patterson

and Boerboom, 1999). Por lo tanto, los relieves que hoy se preservan en la zona son en cierta medida superficies grabadas, retocadas durante los procesos de exhumación posteriores. La historia de exposición de estos relieves graníticos es compleja, y tiene lugar a lo largo del Cuaternario mediante la erosión fluvial una vez que el Lóbulo de Des Moines se retiró definitivamente.

Tras la retirada del lóbulo de Des Moines la posición de la estación de BS no ha vuelto a estar cubierta por glaciares. A lo largo del valle del Río Minnesota tras la retirada del lóbulo quedó un surco y en ocasiones la erosión alcanzó el sustrato, aunque la mayoría de los actuales afloramientos del sustrato rocoso no se debieron a la erosión glacial (Patterson y Boerboom, 1999). Con posterioridad a la retirada del lóbulo de Des Moines, un nuevo avance glacial desde el norte produjo un nuevo lóbulo (Lóbulo del Río Rojo) que dejaría su morrena frontal en las inmediaciones del punto de estudio pero sin llegar a alcanzarlo (Fig. 3.6b). Por lo tanto, la edad de deglaciación de la zona de estudio viene determinada por la cronología del pulso inmediatamente al sur de la zona de estudio en el retroceso del Lóbulo de Des Moines (complejo morrénico de Algona), y el avance del Lóbulo del Río Rojo (complejo morrénico de Big Stone). Ambos avances han podido ser datados por carbono catorce obteniendo edades para el complejo morrénico de Algona de 12 ka ^{14}C BP (Kemmis et al., 1981) y para complejo morrénico de Big Stone de 11,7 ka ^{14}C BP (Gilbertson, 1990). También se han realizado dataciones de la edad de exposición por isótopos cosmogénicos (^{10}Be y ^{26}Al), aunque los resultados no fueron todo lo satisfactorios que cabría esperar, debido a los altos valores de fondo en las muestras analizadas, arrojando edades de exposición entre 11 y 14 ka BP (datos inéditos de Paul Bierman). No obstante, la exposición de la roca en la que se encuentran los pilancones muestreados no tuvo lugar con la retirada del glaciar sino con la erosión fluvial posterior.

Cabe destacar que pese a las condiciones climáticas extremadamente frías que debieron acontecer en este casquete durante el LGM, el límite de lecho del glaciar congelado permanece más de mil kilómetros al norte de la localidad estudiada (Kleman y Hättestrand, 1999). Las condiciones de lecho frío permiten el deslizamiento del glaciar sobre una lámina de hielo inmóvil en su base debido a la ausencia total de agua en estado líquido. Esta circunstancia puede llegar a permitir la preservación en zonas glaciadas de morfologías como tors o incluso pilancones en los mejores casos (Kleman y Stroeven, 1997; Briner et al., 2003; André, 2004). En el caso de Minnesota la roca sobre la que se desarrollan los pilancones no se encontraba en contacto con el hielo, por lo que este tipo de preservación de morfologías relictas no tiene lugar. No obstante, el caso puede ser ilustrativo para ver como la preservación de morfologías por este mecanismo es altamente improbable en zonas glaciadas a latitudes inferiores a los 45° en Norte América y 60° en Europa (Kleman y Hättestrand, 1999; Hättestrand y Stroeven, 2002).

En los sucesivos avances y retrocesos del LIS, ha sido frecuente la existencia de lagos proglaciares que acumulaban el agua de deshielo en el frente del glaciar. El mayor de los lagos proglaciares existentes en Norteamérica ha sido el Lago Agassiz que en sus distintas etapas ha llegado a ocupar buena parte de Canadá y el norte de Estados Unidos. A lo largo de su historia este lago ha tenido diversos puntos de drenaje según el deshielo iba facilitando nuevos puntos de evacuación. Durante parte de su existencia, el Lago Agassiz tuvo como límite más meridional el cierre del complejo morrénico de Big Stone y todo el lago drenaba por este punto hacia el Golfo de México. El río glaciar Warren, que drenaba

el Lago Agassiz hacia el sur es el responsable de labrar el valle por el cual discurre el actual Río Minnesota. El gran caudal del Río Warren, unido a momentos catastróficos por roturas de las barreras naturales que limitaban el Lago Agassiz, provocaron una intensa erosión que produjo la exhumación del sustrato rocoso a lo largo del valle. La acción fluvial fue capaz de erosionar buena parte de los más de 100 metros de depósitos glaciares que se reconocen en esta zona, y el manto de alteración que cubría la roca granítica. El Río Warren fue activo entre 11,5 y 10,9 ka ^{14}C BP, periodo tras el que el Lago Agassiz fue drenado por otro punto (Lowell et al., 2005). Con posterioridad el río fue nuevamente activo entre 9,6 y 8,2 ka ^{14}C BP, momento tras el cual dejó de funcionar como ruta de evacuación del Lago Agassiz definitivamente (Thorleifson, 1996). El valle del Río Minnesota debió ser labrado en buena medida durante el primer episodio de actividad del Río Warren (Clayton y Moran, 1982; Matsch, 1983). Sin embargo, el fin de los episodios erosivos tuvieron lugar alrededor de 9,4 ka ^{14}C BP (Fisher, 2003), cuando los depósitos de pequeños abanicos aluviales y sedimentos fluviales comenzaron a rellenar el valle (Hudak y Hajic, 2005).

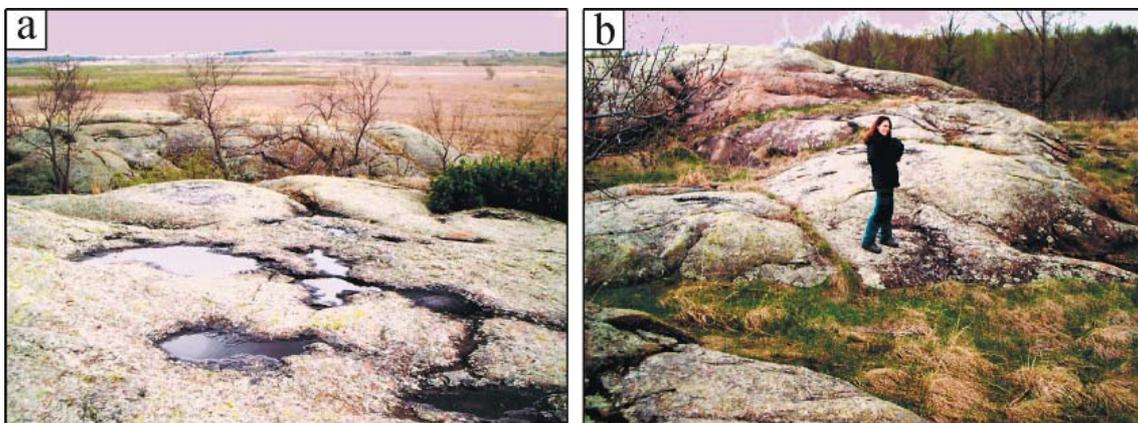


Figura 3.7. Estación de medida de pilancones de Big Stone (BS). a) Panorámica del valle del Río Minnesota desde el alto del domo de BS. En primer plano alguno de los pilancones medidos. b) Aspecto general de la base del irregular domo de la estación de BS.

La estación de medida de pilancones de Big Stone ($45^{\circ}15'N$; $95^{\circ}15'W$) se localiza en la parte culminante de un pequeño e irregular domo granítico a una cota de 305 msnm a orillas del Río Minnesota (Fig. 3.7). El diámetro del área que ocupa la estación es inferior a 100 metros. La altura del domo alcanza los 15 metros respecto a la llanura de inundación del río, y esta claramente fuera del alcance de las inundaciones del actual río. El Río Minnesota es apenas un riachuelo a su paso por este punto, ya que nace solamente unos kilómetros aguas arriba, en el Lago Big Stone. Las mayores inundaciones históricas registradas en el punto de registro más cercano, en Montevideo 65 km aguas abajo, son de sólo 7,3 metros. Por lo tanto, las inundaciones actuales no afectan a las morfologías de la parte culminante del domo donde se realizaron las mediciones. En otros domos de poca altitud próximos al curso del río, sí se han observado morfologías similares a marmitas de gigante, pero este tipo de formas ha sido descartado en las partes culminantes de los domos elevados. Algunas de las paredes del domo en su parte media y alta muestran antiguos pulidos por abrasión del río que se encuentran picoteados por la prolongada meteorización desde su formación. Estas superficies indican que la actividad del antiguo Río Warren debió inundar los domos exhumados con cierta frecuencia, al menos durante sus periodos más catastróficos. Esto hace pensar que el comienzo de formación de pilancones debió tener lugar no sólo tras la exhumación de la roca, sino tras la finalización

de los periodos de inundaciones catastróficas que podrían sumergir el domo. Por lo tanto, aunque en principio el periodo de formación de pilancones pudo haber tenido lugar en cualquier momento entre 13,5 y 9 ky BP, el fin de la fase de incisión en el valle entorno a 10,5 ka BP permitió un régimen menos caudaloso y la emersión definitiva de los domos graníticos con la consecuente estabilidad necesaria para el comienzo de la formación de pilancones.

3.4. Suroeste de Escandinavia (Zona III)

La Península Escandinava es la porción más septentrional de Europa. Noruega ocupa totalmente su margen occidental, con un terreno generalmente abrupto frente al litoral ocupado por los Montes Escandinavos. La cadena montañosa esta dividida por la depresión de Trondheim que separa la parte septentrional con cotas máximas superiores a los 2000 metros, y la parte meridional que alberga las mayores altitudes, localizadas en buena medida en el macizo de Jotunheimen (con la cumbre más elevada siendo el Galdhøpiggen, 2469 msnm). El modelado glaciar determina buena parte de la fisiografía del país, con abundantes fiordos en la costa, multitud de lagos salpicando todo el territorio y numerosos glaciares y áreas recientemente glaciadas en las zonas montañosas. Los fiordos pueden llegar a adentrarse decenas o cientos de kilómetros en el continente y suelen tener importantes desniveles. El mayor fiordo es el Sognefjorden, que se adentra más de 200 kilómetros desde el Mar de Noruega, tiene un desnivel máximo de 1500 msnm y profundidades bajo el nivel del agua que alcanzan los 1500 metros. Los glaciares son comunes en las zonas de montaña, especialmente en las vertientes occidentales y en las cercanías al litoral. La mayoría de ellos son pequeños glaciares de circo o de montera, pero en los macizos más elevados o cercanos a la costa son frecuentes los glaciares de montera con dimensiones de decenas de kilómetros cuadrados. El mayor de ellos con diferencia es el glaciar de Jostedalbreen que con sus 487 km² de superficie representa el mayor remanente del Manto de Hielo Finoescandinavo (Finnoscandinavian Ice Sheet, FIS).

La zona de estudio se encuentra en el SW del país, en la provincia de More og Romsdal, una región montañosa aledaña a profundos fiordos. Las condiciones climáticas son mucho menos rigurosas que a similares latitudes en el continente Norteamericano, ya que el clima de la Europea occidental es suavizado por la corriente cálida del Golfo. Los vientos del Oeste que dominan la región hacen que el Atlántico Norte y el Mar de Noruega sean importantes fuentes de humedad. La existencia de macizos montañosos orientados transversalmente a la circulación de los vientos favorece que las ciudades del SW de Noruega se encuentren entre las de mayor precipitación de todo el continente. La abundante humedad es un factor decisivo en la región para la estabilidad de los glaciares, llegando a presentar desde mediados de la década de los ochenta hasta principios del nuevo siglo importantes avances en muchas de las lenguas glaciares del sur de Noruega a pesar del paulatino calentamiento planetario (Andreassen et al., 2005; Kjølmoen et al. 2006).

En los observatorios meteorológicos del entorno a la zona de estudio la precipitación media anual a nivel del mar es superior a los 1300 mm siendo otoño e invierno las estaciones con mayor precipitación. El verano es también lluvioso con precipitaciones superiores a los 50 mm en el mes más seco (mayo). La temperatura media anual a nivel

del mar se sitúa entre los 5,9 y 7,1 °C, con mínimas próximas a los 0° C durante los meses de noviembre, diciembre y enero. Aunque no existen estaciones meteorológicas a altitudes similares a la de la estación de medida de pilancones de Djupvasshytta (DJ), la diferencia de cota superior a los 1000 metros hace suponer que las temperaturas medias mensuales estén por debajo de cero seis meses al año, de noviembre a abril, y la precipitación pueda ser superior a los 1500 mm. La nieve persiste en las áreas de montaña durante buena parte del año, hasta el punto que algunas carreteras sólo quedan transitables durante los meses de verano. A pesar de las condiciones rigurosas, el invierno no alcanza temperaturas tan extremas como en climas continentales y los ciclos de hielo deshielo pueden ser más abundantes en buena parte de primavera y otoño y no sólo en verano.

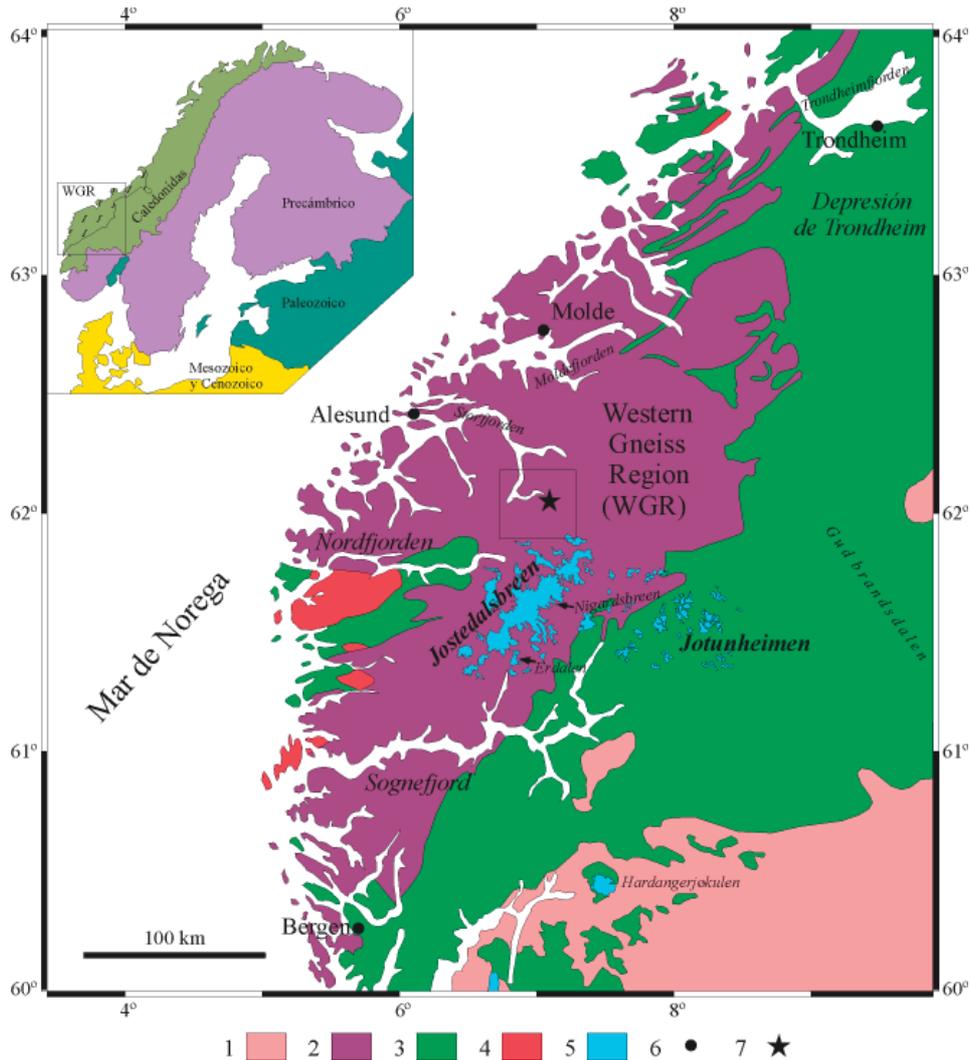


Figura 3.8. Mapa geológico de la zona de estudio. 1. Escudo Escandinavo, Precámbrico. 2. Autóctono y parautoctono de la WGR, Precámbrico. 3. Alóctono caledónico. 4. Cuencas sedimentarias tardiorogénicas del Devónico. 5. Masas glaciares significativas en la actualidad. 6. Ciudades importantes. 7. Localización de la estación de medida de pilancones de Djupvasshytta.

Geológicamente, buena parte de los países bálticos están ocupados por el Escudo Escandinavo formado mayoritariamente por rocas Precámbricas. Sin embargo, gran parte de Noruega se compone de materiales del orógeno caledónico, consecuencia del choque entre las placas Báltica y de Laurentia a mediados del Paleozoico. El orógeno está compuesto por sucesivos mantos alóctonos con distintos grados de metamorfismo de edades entre 390-420 millones de años (Carswell et al., 2003, Beyer et al., 2004).

El sustrato autóctono sobre el que se deslizan los cabalgamientos esta representado por una variabilidad de litologías dominada por gneises y rocas asociadas, entre las que destacan los granitoides. Las edades de los protolitos de estas rocas están comprendidas principalmente entre los 1700-1500 y en menor medida entre los 1200-900 millones de años (Brueckner, 1972; Tucker et al., 1990). La mayor extensión de materiales autóctonos y parautóctonos se encuentra en la Región de los Gneises del Oeste (Western Gneiss Región, WGR), donde se ubica nuestro estudio. La geología regional se completa con los depósitos molásicos tardíos del orógeno, pertenecientes al Devónico, que han quedado preservados en diversas cuencas dentro del orógeno. El lugar donde se localiza la estación de medida de pilancones de Djupvasshytta (DJ), comprende una roca granítica perteneciente a la asociación de cuerpos intrusivos que se dispone de norte a sur desde el oeste de la WGR al este de Goteborg en el sur de Suecia, y que comprende edades de 1690 a 1650 millones de años (Åhäll y Larson, 2000). No existen trabajos petrográficos ni cartografía geológica detallada del emplazamiento estudiado, por lo que sólo se dispone de las simples observaciones texturales realizadas durante la campaña de campo. Se trata de una roca ígnea, por lo general con tamaño de grano fino a medio en la que sólo ocasionalmente se observaron fenocristales. Tampoco se observaron estructuras fluidales ni lineamientos significativos, ni en la litología ni en el diaclasado.

El emplazamiento de la estación de DJ (62°02'N; 7°20'W) se localiza en las inmediaciones de la carretera entre las localidades de Grotli y Geiranger a orillas del lago Djupvatnet y en las inmediaciones de un conjunto de cabañas que dan nombre a la estación: Djupvasshytta. La altitud media del punto de muestreo es de 1050 msnm, y comprende un área de diámetro inferior a los 100 metros. La estación se encuentra en un pequeño puerto que separa el valle que desciende al Fiordo de Geiranger a tan sólo 10 kilómetros y la cabecera del valle del Río Otta cuyas aguas desembocan en el Fiordo de Oslo. El relieve de la zona es escarpado con profundos valles generalmente ocupados por alargados lagos y cumbres con cimas romas. El modelado glaciar de la zona es determinante para la orografía, y los valles son el producto de lenguas glaciares con un importante poder erosivo. Durante el LGM, los límites de las condiciones de glaciar de base congelada se situaban al menos a cien kilómetros de la zona de estudio (Kleman y Hättestrand, 1999), por lo que no existe posibilidad de que los pilancones puedan ser producto formas conservadas bajo el hielo.

Durante el LGM, buena parte del norte del continente europeo estuvo ocupado por un gran glaciar de casquete, el FIS (p. ej., Andersen y Borns, 1994). El domo principal de dicho glaciar se encontraba en la Península Báltica, desde donde los flujos de hielo descendían a cotas más bajas. A lo largo de la deglaciación, se han reconocido diversos episodios de avance o estabilización del glaciar. Los complejos morrénicos de algunos de estos avances se encuentran bajo los fiordos o han sido borrados por sucesivos avances más expansivos, por lo que el estudio de sedimentos de los lagos proglaciares ha sido de gran ayuda en la identificación de estos episodios (Nesje et al., 1991).

Durante la deglaciación, el casquete fue perdiendo volumen hasta que los glaciares llegaron a ocupar solamente los valles, y sus lenguas fueron sufriendo un paulatino retroceso. El episodio frío del Younger Dryas que duró cerca de mil años y que terminó entorno a 11,5 ka BP es el más extensivo de los avances de la deglaciación. Tras él se ha reconocido un avance durante la Oscilación Preboreal entorno a 10,3-9,9 ka BP. Regionalmente este episodio se denomina evento Erdalen, ya que las morrenas

de este valle al sur de Jostedalsbreen fueron las que permitieron estudiar y establecer el avance. Aunque se han reconocido más avances significativos durante el Holoceno, ninguno de ellos llegó a tener la extensión del Erdalen y todos ellos fueron arrasados por los avances de los glaciares durante el LIA, que por término medio se encuentran entorno un kilómetro por detrás del avance de Erdalen (Nesje, 2002). El siguiente de los avances glaciares generalizados en el sur de Noruega durante el Holoceno es el relacionado con el evento frío del 8,2 ka BP, y su existencia se conoce por el registro en sedimentos lacustres proglaciares. Se denomina regionalmente evento Finse, y fue identificado por primera vez entorno a dicha población en el glaciar de Hadangerjøkulen al este de la ciudad de Bergen. Se trata de un episodio muy corto y los registros sedimentarios asociados a este evento han sido datados entre 8,3 y 8,0 ka BP.

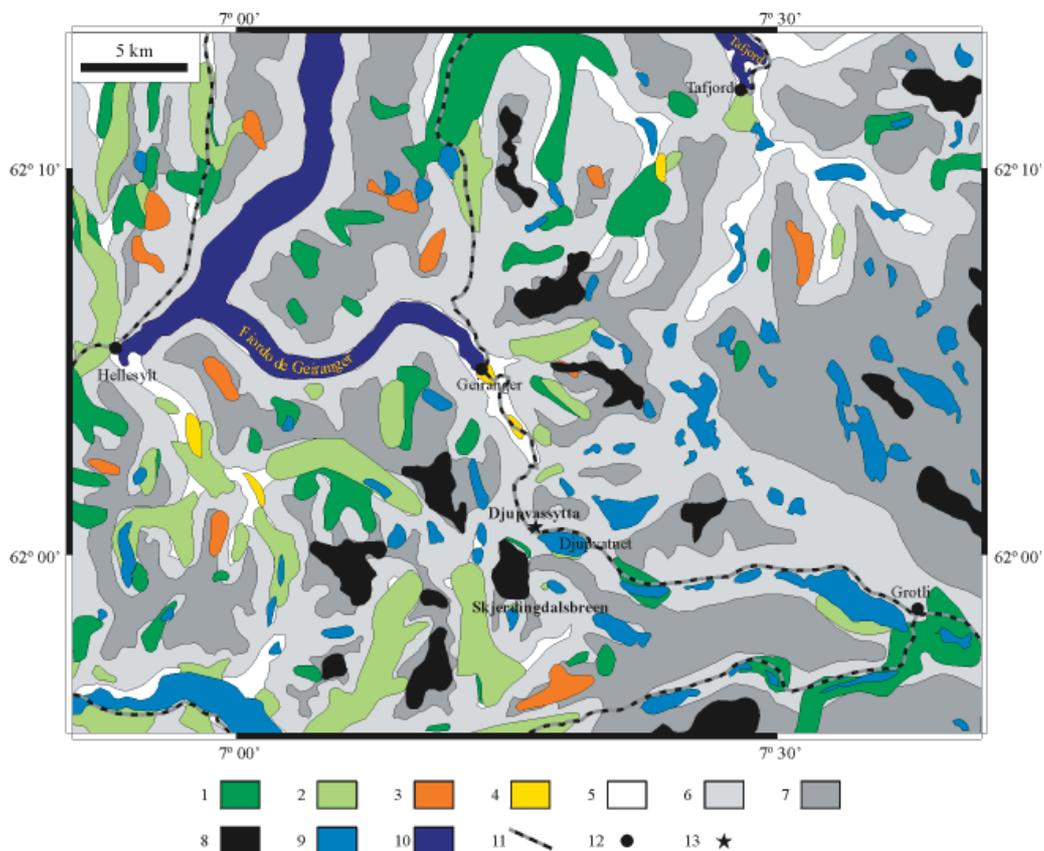


Figura 3.9. Mapa fisiográfico y de depósitos superficiales de la región de estudio. 1. Tills y depósitos morrénicos. 2. Depósitos de tills deformados o removilizados. 3. Depósitos de origen periglacial. 4. Depósitos fluviales. 5. Fondos de valle. 6. Laderas y fondos de valle colgados. 7. Altiplanos y superficies de cumbres. 8. Glaciares. 9. Lagos. 10. Fiordos. 11. Carreteras principales. 12. Localidades significativas. 13. Emplazamiento de la estación DJ. (Mapa elaborado a partir de datos del Instituto Noruego de Investigaciones Geológicas, NGU).

El mayor retroceso de los glaciares tuvo lugar a lo largo del Máximo Termal Holoceno, y los registros de lagos proglaciares indican que las masas heladas podrían haber desaparecido por completo entre 7,5-6 ka BP. Sin embargo, puntualmente se han reconocido avances en este periodo, como los acaecidos en el glaciar de Hadangerjøkulen que presenta un avance neoglacial entorno a 7 ka BP (Nesje et al., 1991). La reconstrucción de glaciares y sus avances posteriores se considera parte de la Neogaciación, de la que se reconocen dos fases principales. Un avance se produjo entorno al 4,2 ka BP, reconocido por estudios de sedimentos lacustres. A partir de este momento los glaciares fueron

avanzando progresivamente hasta alcanzar un nuevo máximo en los avances del LIA entre 1650 y 1930. Estos avances glaciares tuvieron expansiones que oscilan entre unos cientos de metros y varios kilómetros, que arrasaron gran parte de los registros de avances posteriores al evento Erdalen. El avance del LIA provocó que algunas lenguas como la de Nigardsbreen, en el Jostedalsbreen, avanzase cerca de tres kilómetros, provocando la destrucción de granjas, lo que generó un interés por el seguimiento de los glaciares. Por ello los avances a partir de este periodo están muy bien documentados.

En la zona de estudio existen en la actualidad un abundante número de pequeños glaciares ($>1\text{km}^2$) con cotas mínimas entorno a los 1200 msnm. Justo enfrente de la estación de medida se localiza el glaciar de Skjerdingsdalsbreen, que presenta un complejo morrénico frontal muy bien preservado que se extiende unos cientos de metros más allá del actual frente del glaciar. Este avance no llegó a alcanzar la estación de DJ pero se quedó apenas a un kilómetro de distancia. El complejo morrénico presenta una sucesión de hasta seis avances menores, que han podido ser datados por el método liquenométrico (Erikstad y Sollid, 1986). Las edades de los sucesivos retrocesos oscilan entre los años 1780 y 1939 y el momento de máximo avance ha sido fechado entorno a 1750. Esta edad coincide con las edades de máxima extensión de la mayoría de glaciares durante el LIA en el SW de Noruega. Este avance de los glaciares es más temprano que otros en el centro de Europa, que tienen lugar en general un siglo después (Grove, 1988), y está asociado no sólo con el progresivo descenso de la temperatura en esos siglos, sino con el aumento de la precipitación debido a migraciones de los frentes de tormenta relacionados con periodos positivos de la NAO (Nesje y Dahl, 2003).

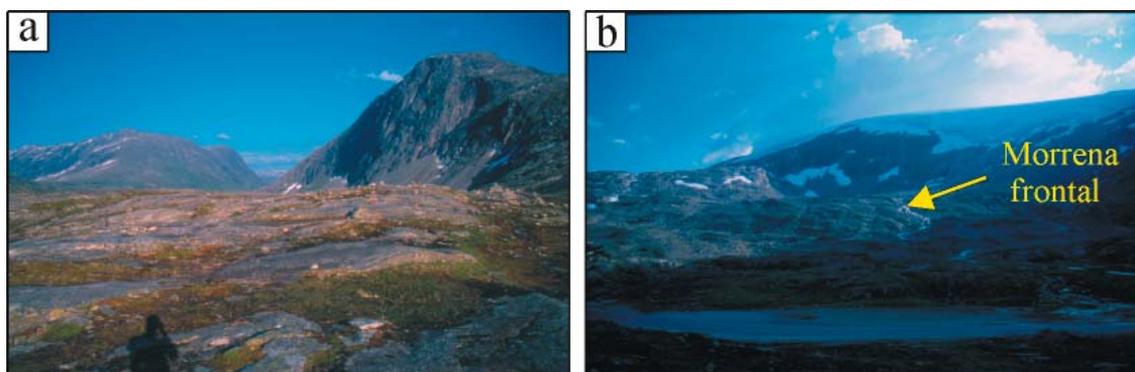


Figura 3.10. Fotografías de la zona de medida de pilancones de Djupvasshytta (DJ). a) Aspecto general de la zona de medida de pilancones. Se trata de una superficie arrasada con pequeños bloques erráticos. El Fiordo de Geiranger famoso por sus verticales y estrechas paredes se encuentra bajo los macizos del fondo de la fotografía. b) Panorámica de DJ con el glaciar Skjerdingsdalsbreen al fondo. El frente morrénico que se observa en la fotografía pertenece a los avances del LIA, y se centra apenas a un kilómetro de la zona de mediada.

La zona fue glaciada por última vez durante el evento de Erdalen (10,3-9,9 ka), y se ha estimado que la edad de exhumación de la roca para DJ pudiera estar entre 10-10.3 ka (comunicación personal de Atle Nesje, 2004). Sobre la roca granítica de DJ se observaron huellas de pulido glaciar y estrías por el avance del glaciar con dirección hacia el Fiordo de Geiranger. Aunque no se tuvo la oportunidad de visitar el complejo morrénico del glaciar Skjerdingsdalsbreen, sí se hicieron búsquedas de pilancones en otros complejos morrénicos del LIA del SW de Noruega, como el del Nigardsbreen y otras lenguas del Jostdalsbreen, así como en las zonas interiores a dichos límites. En ningún caso se encontraron morfologías que pudieran ser caracterizadas como pilancones. No

obstante, sí se reconocieron charcas favorecidas por roturas de bloques o concavidades de la roca donde se acumula el agua de lluvia, y que sin embargo, no presentaban alteraciones significativas debido a la erosión relacionada con el agua retenida. Por lo tanto, igual que en otras regiones como Patagonia, parece que el tiempo transcurrido tras la retirada de los glaciares del LIA no es suficiente para la formación de nuevos pilancones en superficies rocosas propicias a su desarrollo.

3.5. Serra da Estrela (Zona IV)

La Serra da Estrela es una alineación montañosa que se prolonga con dirección SW-NE al oeste de la Sierra de Gata, en las estribaciones occidentales del Sistema Central de la Península Ibérica. Se localiza en la mitad norte de Portugal, en el distrito de Guarda, al SW de dicha ciudad. El punto más alto de la Sierra es el Cerro Torre que representa la cota más elevada de Portugal con 1993 msnm. La Sierra constituye una planicie elevada con ciertas diferencias de altura debidas al levantamiento diferencial de bloques y a los efectos de la erosión. El macizo presenta un basculamiento general hacia el NE, por lo que las cotas del altiplano son mayores hacia el SW y van descendiendo paulatinamente hacia el NE, con cotas mínimas entorno a los 1400 msnm. El basculamiento general afecta a los ríos Zêzere y Mondego, que en su nacimiento discurren hacia el NE y tras alejarse del macizo tornan por completo su dirección hacia el SW. En el caso del Río Zêzere, la cabecera del valle se encuentra en el interior del macizo y discurre a favor de una importante fractura, lo cual favorece una profunda erosión dentro de la sierra.

El clima del altiplano es mediterráneo con una marcada influencia atlántica y las características típicas relacionadas con ambientes de montaña. La temperatura media anual en el altiplano es inferior a los 7° C y en la cumbre se ha estimado que pueda estar entorno a los 4° C (Vieira y Mora, 1998). Los ciclos de hielo-deshielo a nivel del suelo son frecuentes de octubre a abril, y las temperaturas mínimas registradas se sitúan próximas a los -10° C (Vieira et al., 2003). El mes más frío es enero llegando a registrar temperaturas medias inferiores a 0 °C en el altiplano a ras del suelo, mientras que en verano las temperaturas son cálidas llegándose a superar los 14 °C de media mensual. La mayor parte de la humedad proviene del Atlántico debido a los vientos del Oeste, y el macizo es la primera barrera orográfica significativa, por lo que las lluvias en la sierra son copiosas. La precipitación en la cima está entorno a los 2500 mm, mientras que en el resto del altiplano es superior a los 2000 mm (Daveau et al., 1997). El verano es seco, con menos de 30 mm de lluvia en el mes de menor pluviosidad (agosto) y una estación húmeda que se prolonga de octubre a mayo. Con las bajas temperaturas alcanzadas en invierno las precipitaciones son mayoritariamente en forma de nieve, aunque no es inusual que el altiplano este nevado también durante algunos días en otoño y primavera (Vieira et al., 2003). La permanencia de nieve en la meseta es superior a los 40 días al año, aunque el carácter mediterráneo le imprime una gran irregularidad.

Geológicamente Serra da Estrela pertenece a la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico. La Zona Centroibérica comprende la zona axial del orógeno Hercínico o Varisco, cuyas fases de deformación se desarrollaron principalmente entre el Devónico y el Pérmico. La orogenia fue el resultado de la colisión entre las placas de Laurasia y Gondwana que dieron lugar al supercontinente de Pangea. Las intrusiones de cuerpos ígneos representan una importante extensión en esta zona axial del orógeno. El volumen de cuerpos

Las dos estaciones de medida de pilancones establecidas en la sierra se han localizado en la misma tipología granítica, aquella que conforma el encajante principal del macizo zonado y que se denomina Granito de Seia (Fig. 3.12). Se trata de un granito porfiroide de grano grueso aunque en las zonas estudiadas es medio a grueso, con biotita predominante, aunque también presenta moscovita. El aspecto porfiroide es debido a fenocristales de microclina que presentan direcciones preferentes de orientación y que pueden alcanzar dimensiones superiores a los 3 centímetros. La moscovita es de origen secundario, y se origina principalmente a partir de la biotita. La proximidad de las estaciones de medida en el Granito de Seia al Granito de Covilhã, de similares características pero grano medio, hace pensar en una zona de influencia para los puntos de observación. El Granito de Seia se emplazó tras la fase de deformación tardía (Ferreira et al., 1988) y con posterioridad se intruyeron el granito de Covilhã y el resto de la serie de diferenciación. Existe una datación del Granito de Covilhã por el método de K-Ar que le otorga una edad de Pérmico inferior de 295 ± 5 millones de años (Portugal Ferreira et al., 1985).

Al igual que otras cumbres del Sistema Central, Serra da Estrela estuvo glaciada a lo largo del Cuaternario. Los restos que se preservan de la glaciación se han asignado al último periodo glaciario (Lautensach, 1932; Daveau, 1971). En este caso, la existencia de un altiplano y la proximidad del Atlántico permitieron que pese a su moderada altitud, la Sierra albergase un glaciar de montera con unas dimensiones máximas de 70 km². El glaciar ocupaba las partes culminantes del altiplano hasta aproximadamente los 1700 msnm, desde donde descendían lenguas glaciares por las cabeceras de los valles que rodean el macizo (Fig. 3.12). La longitud de las lenguas oscilaba entre 2 y 13 kilómetros y alcanzaban cotas mínimas que oscilaban entre los 1350 y los 680 msnm. En el Valle de Zêzere discurría la lengua de mayor longitud, donde se han reconocido espesores máximos de hielo superiores a los 300 metros. Ello se vio favorecido por la alteración preferencial de una falla a lo largo del valle, que representaba una importante cuenca de acumulación para la nieve deflactada en el altiplano por los vientos dominantes del oeste (Lautensach, 1932). A lo largo del Valle de Zêzere hasta la localidad de Manteigas se mantiene un perfil en “U” muy bien conservado y que representa uno de los mejores ejemplos del modelado glaciario portugués.

Las diferencias de paisaje entre las zonas que albergaron el glaciar y aquellas no glaciadas son muy evidentes (Ferreira y Vieira, 1999). Las zonas externas al glaciar presentan un paisaje con tors, castle koppies, bloques y bolos con un manto de alteración recubriendo las zonas no expuestas. La prolongada acción de la alteración queda patente en los complejos caos de bolos de las pedrizas y berrocales. Además, asociadas a estas formas pueden distinguirse flared slopes que indican episodios de estabilización del sustrato a lo largo de su progresiva alteración. Dentro de los límites afectados por el glaciar, el manto de alteración fue arrastrado, proporcionando un importante volumen de material que fue acumulado en las morrenas marginales. El paisaje que estuvo glaciado presenta superficies rocosas expuestas, en ocasiones con estrías o morfologías erosivas como las rocas aborregadas. En ningún caso se han reconocido sobre estos sustratos morfologías de alteración como las flared slopes. Además, a lo largo de toda la superficie afectada por el glaciar se reconocen depósitos morrénicos, tills sub y supraglaciares, o numerosos bloques erráticos (Daveau et al., 1997; Vieira y Ferreira, 1998). Con la retirada del glaciar el paisaje ha sido retocado por los procesos periglaciares, gravitacionales y fluvio-lacustres que han dejado numerosos depósitos (Vieira, 1998). Dentro del área limitada por el glaciar se ha sugerido que unos pocos cerros no fueron glaciados, y conformaban pequeños nunataks

elevados sobre el glaciar (Daveau, 1971). No obstante, su distinción con morfologías como tors o castle koppies desarrollados fuera del límite glaciado es indudable.

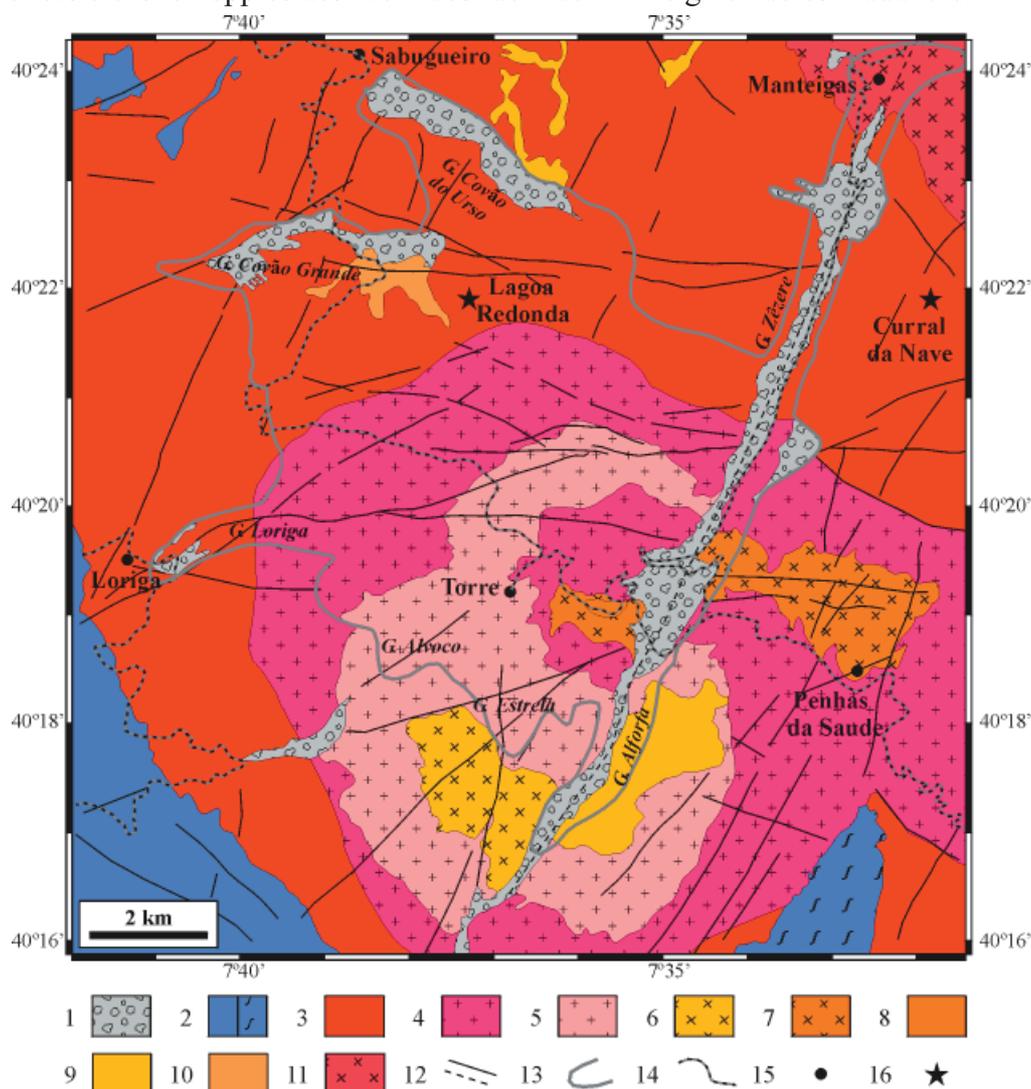


Figura 3.12. Mapa geológico de Serra da Estrela. 1. Depósitos glaciares y fluvio-glaciares cuaternarios, 2. Esquistos (sin trama) y grauvacas (con trama) preordovícicos, 3. Granito de dos micas porfiroide de grano grueso de Seia, 4. Granito de dos micas porfiroide de grano medio de Covilha, 5. Granito moscovítico de grano medio a grueso de Estrela, 6. Granito de dos micas de grano fino de Pedrice, 7. Granito de dos micas porfiroide de grano medio de Curral do Vento, 8. Granito orbicular de dos micas de grano medio, 9. Granito de dos micas de grano fino, 10. Granito biotítico de grano fino, 11. Granito biotítico de grano medio de Mantengas, 12. Fallas y fallas supuestas, 13. Límite de la expansión máxima del glaciar de la Serra da Estrela, 14. Principales vías de comunicación, 15. Poblaciones, 16. Localización de las estaciones de medida de pilancones. (Mapa elaborado a partir de Teixeira et al, 1974 y Daveau et al., 1997. Límite de expansión del glaciar según Daveau, 1971).

Durante la deglaciación del macizo, se han reconocido varios complejos morrénicos a lo largo de las distintas lenguas glaciares. Las importantes diferencias en exposición, pendiente del terreno, así como otras peculiaridades morfológicas de cada lengua, han hecho que no todas las lenguas mantengan una secuencia homogénea. Sin embargo, a grandes rasgos se puede reconocer una fase de máxima extensión glaciaria y dos fases de estabilización a lo largo de la deglaciación (Vieira, 2004). Puntualmente se ha reconocido una fase anterior a la máxima extensión del glaciar, y que tradicionalmente se ha considerado perteneciente a la última glaciación. En cuanto a las fases de la deglaciación,

la primera tiene una extensión muy próxima al máximo glaciario, mientras que la segunda marca un notable retroceso. La cronología existente del periodo glaciario del macizo se ha obtenido por dataciones de ^{14}C en lagos de origen glaciario, así como dataciones de termoluminiscencia en depósitos glaciares o asociados a aquellos. Algunos depósitos sedimentados al inicio de la deglaciación entorno a la máxima extensión del glaciar han proporcionado edades entre 30 y 33 ka BP con errores entorno a 5 ka (Vieira, 2004). Dataciones del Valle de Zêzere sugieren edades mínimas de 16,6 ka BP para el primer episodio de retroceso del glaciar, aunque los errores asociados parecen indicar que la edad podría ser un 20% más antigua, entorno a 20 ka BP (Vieira et al., 2001, Vieira, 2004). La segunda fase de retroceso en el mismo valle ha proporcionado una edad mínima de 12,6 ka BP, aunque el error asociado hace pensar en una edad más probable de 15,1 ka BP. En el Valle do Conde, en las proximidades de la una de las estaciones estudiadas, la edad mínima de los depósitos de origen glaciario es de 13,1 ka BP, aunque la edad más probable sea de 15,7 ka BP. Esto sugiere que en este sector, el glaciar mantuvo una extensión similar a la del máximo glaciar durante todas las fases reconocidas. La deglaciación debió hacer desaparecer el glaciar del altiplano, y poco después de los pequeños circos que le rodean. La desaparición de glaciares en los circos se ha datado gracias a los indicios sedimentológicos del registro lacustre de Charco da Candieira, dando una edad de 11,6 ka BP (Van der Knaap y Van Leeuwen, 1995, 1997). La expansión máxima del glaciario de Serra da Estrela indica que al igual que en otras montañas peninsulares como Pirineos (Bordonau, 1992; Peña Monné et al., 1998), el máximo glaciar no debió coincidir con los máximos avances glaciares en latitudes altas y medias que tuvieron lugar entorno a 20 ka BP. La máxima extensión se produjo varios miles de años de anterioridad al LGM, probablemente relacionada con fases especialmente húmedas en el sur de Europa.

Las dos estaciones de medida de pilancones estudiadas en Serra da Estrela, Curral da Nave (CN) y Lagoa Redonda (LR), se localizan fuera y dentro de los límites glaciados respectivamente. La estación de CN se encuentra al SE del pico Curral da Nave ($40^{\circ}21,5'N$; $7^{\circ}30,9'W$) a una altitud media de 1350 msnm. El emplazamiento se encuentra en un altiplano al este del Valle de Zêzere en el que se distinguen dos niveles. El situado más al sur tiene una cota media entorno a 1700 msnm en el que destacan los picos de Poios Brancos y Curral do Vento, y que pese a su altitud no tienen indicios de haber estado glaciados. Más al norte, en las inmediaciones del Curral da Nave el altiplano alcanza cotas entorno a los 1400 msnm. La estación se localiza en la margen nororiental del altiplano, donde la erosión de cabecera del Río Beijames deja al descubierto numerosos berrocales y bloques aislados. La alteración del relieve deja morfologías redondeadas típicas de parajes graníticos con prolongados periodos de alteración. Con frecuencia se han reconocido flared slopes en las márgenes de bloques y macizos, indicando sucesivos periodos de alteración y exhumación. La estación de medida tiene un diámetro entorno a 500 metros, y la mayoría de los pilancones se midieron en un sólo berrocal, completándose la estación con medidas en diversos bloques aislados a su alrededor (Fig. 3.13). La edad de la superficie sobre la que se desarrollan los pilancones es desconocida. La superficie preserva los rasgos esenciales de la superficie erosiva original que Ferreira y Vieira, (1999) caracterizan como la Superficie Fundamental (Solé Sabarís et al, 1952). La edad de esta superficie es claramente precuaternaria en los distintos modelos del relieve existentes (Pedraza, 1994a). Sin embargo, la progresiva alteración del sustrato y el modelado de detalle hacen que la edad de las superficies concretas sobre las que se desarrollen los pilancones sea más moderna, sin poder precisar la edad dichas superficies.

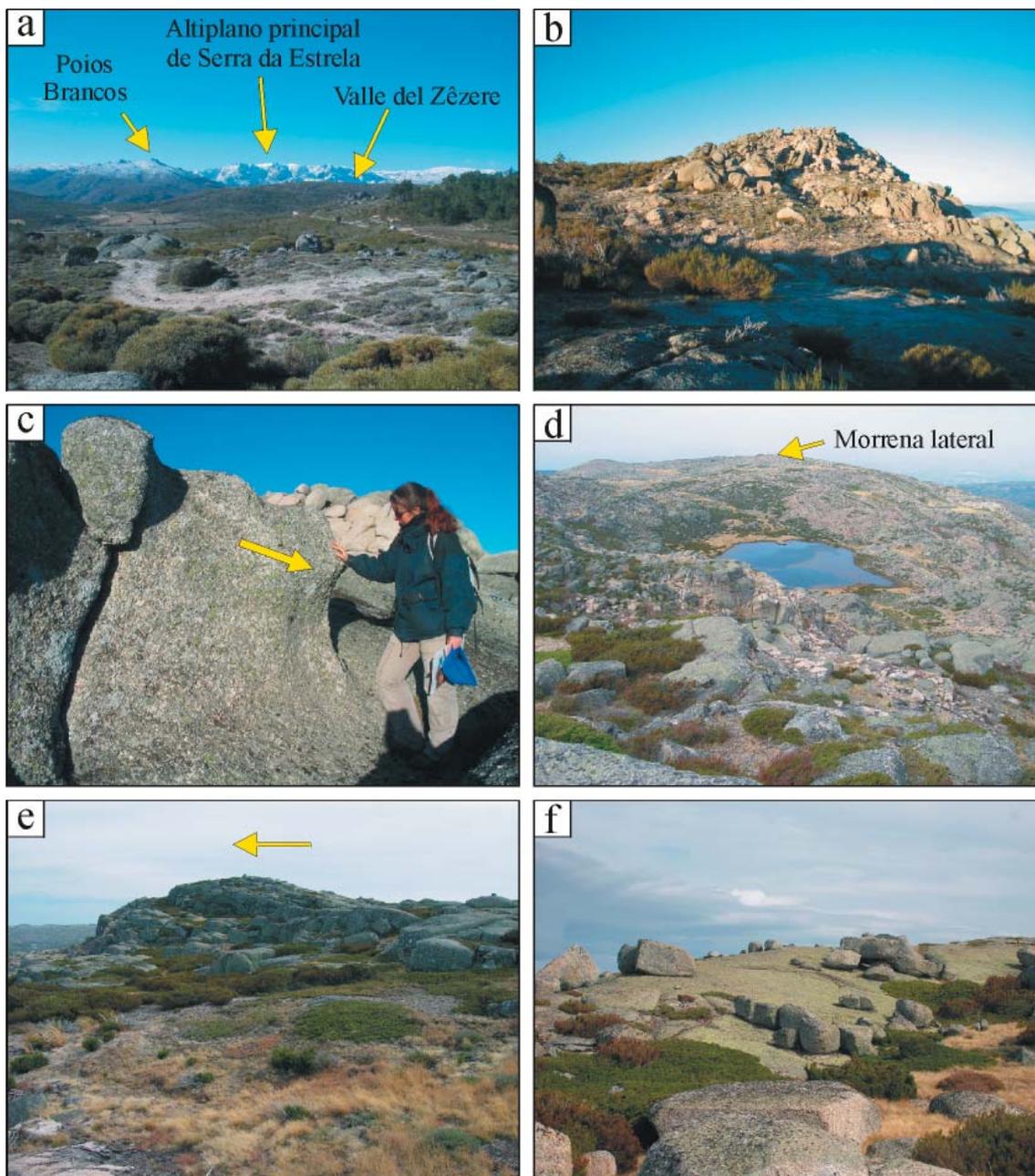


Figura 3.13. Fotografías de los afloramientos de Serra da Estrela. a) Panorámica de la Serra da Estrela desde la estación de Curral da Nave (CN). En primer plano se observa el paisaje con bloques aislados y el manto de alteración que caracteriza las zonas que no fueron glaciadas en la sierra. El Valle de Zêzere se encuentra entre el altiplano principal de la sierra y el macizo que se extiende entre los picos de Poios Brancos y Curral da Nave, a la derecha de la imagen. b) Pequeño berrocal donde se sitúa buena parte de las mediciones de CN. c) La zona presenta un típico paisaje granítico con una prolongada historia de alteración granítica. Se han encontrado de forma general flared slopes que han permitido la diferenciación de superficies de estabilización del sustrato. La flecha indica uno de estos niveles de estabilización. d) Panorámica general desde la estación de mediada de pilancones de Lagoa Redonda (LR). El lago que aparece en la fotografía, Lagoa Redonda, da nombre a la estación que se encuentra inmediatamente al SE. Al fondo de la fotografía se observa la morrena lateral derecha del Glaciar de Covão Grande que es el límite más cercano del glaciar durante su máxima extensión. La lengua que terminaba en el Glaciar de Covão do Urso, descendía por una escarpada ladera hacia el norte (derecha de la imagen), e) La mayoría de las mediciones de la estación de CN se realizaron en esta roca aborregada que se sitúa al pie del altiplano, antes del escarpe del Valle do Conde. Se ha marcado la dirección del flujo del glaciar hacia el norte, f) Aspecto típico de las superficies de granito expuestas en el entorno de LR sobre las que se desarrollan pilancones. En ellas se observa una abundancia de bloques erráticos de dimensiones métricas.

La estación de LR se localiza en el límite septentrional del altiplano a unos 1700 msnm al SE de Lagoa Redonda (40°21,9'N; 7°36,9'W). Esta estación se encuentra dentro del área glaciada, próximo a lo que fuera la cabecera del Glaciar del Covão do Urso (Fig. 3.12). La morrena lateral derecha de esta lengua glaciar es la morrena más larga preservada en el macizo con 4,5 kilómetros de longitud, y que se preserva en el margen septentrional del Valle do Conde a poco más de dos kilómetros de distancia. No obstante, el límite glaciar más cercano es la parte superior de la morrena de la margen derecha del Glaciar de Covão Grande, que dista un kilómetro y medio (Fig. 3.13). El Valle do Conde y sus afluentes tienen una fuerte incisión justo al norte de la estación, drenando sus aguas hacia el Arroyo del Covão do Urso que atraviesa la localidad de Sabugueiro. El altiplano en esta zona está mayoritariamente cubierto por depósitos, excepto en su límite septentrional. Aquí afloran numerosos resaltes rocosos en un escalón previo al desnivel con los valles del norte, cuyos cauces se sitúan a más de 100 metros de desnivel. La estación de LR se localiza principalmente en una roca aborregada que denota el carácter erosivo del glaciar en este punto, aunque también se realizaron mediciones en sus inmediaciones. El diámetro total de la estación es inferior a los 500 metros y en todos los afloramientos la erosión del glaciar fue evidente. Las superficies arrasadas por el lecho glaciar con frecuencia presentaban bloques erráticos, mostrando el registro de la deglaciación. No obstante, no se observó ninguna morfología de alteración como flared slopes, corestones u otro indicador que mostrase el desarrollo de mantos de alteración in situ tras la glaciación. Los depósitos de origen glaciar encontrados en el Valle do Conde sugieren que esta estación permanecía glaciada hace 15,7 ka BP. La edad de deglaciación en la estación de medida de LR ha de ser anterior a 11,6 ka BP, como indica el registro sedimentario de Charco da Candieira (Van der Knaap y Van Leeuwen, 1997). Este registro se obtiene en una pequeña laguna prácticamente colmatada situada a 1409 msnm en un surco de sobrexcautación perteneciente al valle colgado del Arroyo Candieira, en la cabecera de Valle de Zêzere. El registro comienza hace 14,8 ka BP, tras la retirada definitiva de una lengua glaciar que descendía del altiplano. Debido a la diferencia de cota entre Charco da Candieira y LR, es de suponer que LR tuvo una deglaciación posterior. Por lo tanto, el comienzo de formación de pilancones en LR debió tener lugar en algún momento entre 11,6 y 14,8 ka BP (Van der Knaap y Van Leeuwen, 1994, 1995, 1997; Vieira et al., 2001; Vieira, 2004).

3.6. Sierra de Guadarrama (Zona V)

La Sierra de Guadarrama comprende un conjunto de alineaciones montañosas en el sector oriental del Sistema Central de la Península Ibérica, entre las Sierras de Gredos al oeste y Somosierra al este. Las montañas que la componen se compartimentan en sierras elevadas separadas por valles o corredores con una orientación que varía entre SSW-NNE a W-E. Su relieve es una importante divisoria hidrográfica, y delimita las cuencas del Duero al norte y Tajo al sur. La Sierra se eleva sobre una meseta cuyas cotas oscilan entre 800 y 1000 msnm, alcanzando la máxima altura en el pico de Peñalara con 2429 msnm. La transversal más compleja del macizo alterna dos grandes bloques levantados con cotas medias superiores a los 2000 msnm, Montes Carpetanos al norte y Cuerda Larga al sur, separados por el Valle del Lozoya. Más al sur, la depresión de Cerceda les separa de la una alineación de menor altitud formada por la Sierra de Hoyo de Manzanares y el Cerro de San Pedro, con cimas entorno a los 1400 msnm. Las observaciones en la Sierra de Guadarrama se van a centrar en tres macizos de la vertiente meridional de la Sierra; La Pedriza de Manzanares que se encuentra entre el Corredor de Cerceda y Cuerda Larga,

la Sierra de La Cabrera que representa las estribaciones orientales del macizo de Cuerda Larga, y la Sierra de Hoyo de Manzanares.

El clima de la Sierra de Guadarrama es mediterráneo continentalizado, con características de montaña según se asciende en la sierra. Los vientos del Oeste dominan la circulación atmosférica y el origen de las precipitaciones, que es predominantemente atlántico. Su localización en el centro peninsular acentúa el carácter continental del clima, con inviernos fríos y veranos calurosos. Debido a su distancia al océano, a lo largo del Sistema Central las montañas son progresivamente más frías y áridas hacia el interior peninsular. No obstante, el importante desnivel de la Sierra, superior a los 1500 metros, sigue provocando que el efecto foën tenga gran importancia en el régimen de precipitaciones, que son muy superiores a las de su entorno. La temperatura media anual oscila entre 13,5 y 15,4 °C en la meseta, mientras en el Puerto de Navacerrada, a 1860 msnm, las temperaturas medias anuales descienden a 7,8 °C. Los ciclos de heladas son muy variables dependiendo de la altitud, oscilando entre 70 en la meseta a 120 en la sierra (Casado et al., 1980; Sanz Núñez, 1991). No obstante, en las cumbres y cordales principales el número de ciclos de hielo-deshielo disminuye considerablemente debido a que las temperaturas permanecen bajo cero durante largos periodos (>150 días al año), en buena medida debido al efecto termorregulador de la cobertera nival (Marcos y Palacios, 2003). La precipitación oscila entre los 600 y 750 mm en la meseta, con valores superiores a los 1500 mm en las zonas culminantes de la sierra. La precipitación se concentra principalmente en una estación lluviosa de octubre a febrero, con un repunte en abril y mayo. Los meses más secos son julio y agosto con lluvias siempre por debajo de los 30 mm. La precipitación en forma de nieve es común en la meseta, aunque su permanencia en el suelo es por lo general inferior a 10 días al año. En las cumbres de la sierra la permanencia de nieve puede tener lugar desde el mes de noviembre hasta los meses de mayo o junio, aunque con frecuencia de forma discontinua y siempre con importantes variaciones interanuales.

Geológicamente, la Sierra de Guadarrama pertenece al Dominio Centroibérico del Macizo Ibérico como ya se apuntó con anterioridad (Fig. 3.11). En este sector del dominio (Fig. 3.14), el encajante está formado por rocas metamórficas entre las que destacan ortogneises y esquistos, siendo los intrusivos rocas graníticas fundamentalmente tardi y postcinemáticas (Villaseca, 2003). También se reconocen materiales mesozoicos, que quedan pinzados por importantes fracturas o lindando los bordes del macizo. Estos materiales de edad cretácica fueron depositados en ambientes continentales y marinos someros una vez que la Cordillera Hercínica fue totalmente arrasada. Por encima de ellos se reconocen de forma discordante materiales terciarios, localizados fundamentalmente en las cuencas del Duero y el Tajo. Los depósitos terciarios aledaños al macizo representan fundamentalmente ambientes proximales de abanicos aluviales que procedían del levantamiento de la sierra, e indican el rejuvenecimiento del relieve por acción tectónica. La diferencia de cota a favor de importantes alineaciones tectónicas favorece que el macizo albergue principalmente procesos erosivos y la inmensa mayoría de los depósitos se concentre en las grandes cuencas. Los primeros depósitos terciarios son Paleógenos, e indican el comienzo de actividad tectónica desde el Eoceno medio (de Brujine y Andriessen, 2002). Su conservación en superficie se restringe a algunos flancos del macizo. La variación en el origen de los esfuerzos a partir del Mioceno, provocó la activación de nuevas fallas e impulsó la configuración actual de la sierra. Los depósitos miocenos se acumulan principalmente en las cuencas del Duero y Tajo con escasos

parches diseminados dentro del macizo. Al final del Terciario las cuencas cenozoicas se hacen exorreicas y comienza la incisión de cursos fluviales, que en ocasiones dan lugar a importantes sistemas de terrazas (Pérez González, 1994). En el macizo, la deposición de materiales cuaternarios es minoritaria. Se restringe a abanicos aluviales, sistemas pseudoendorreicos y en ocasiones acumulaciones coluvionares, todos ellos de carácter superficial.

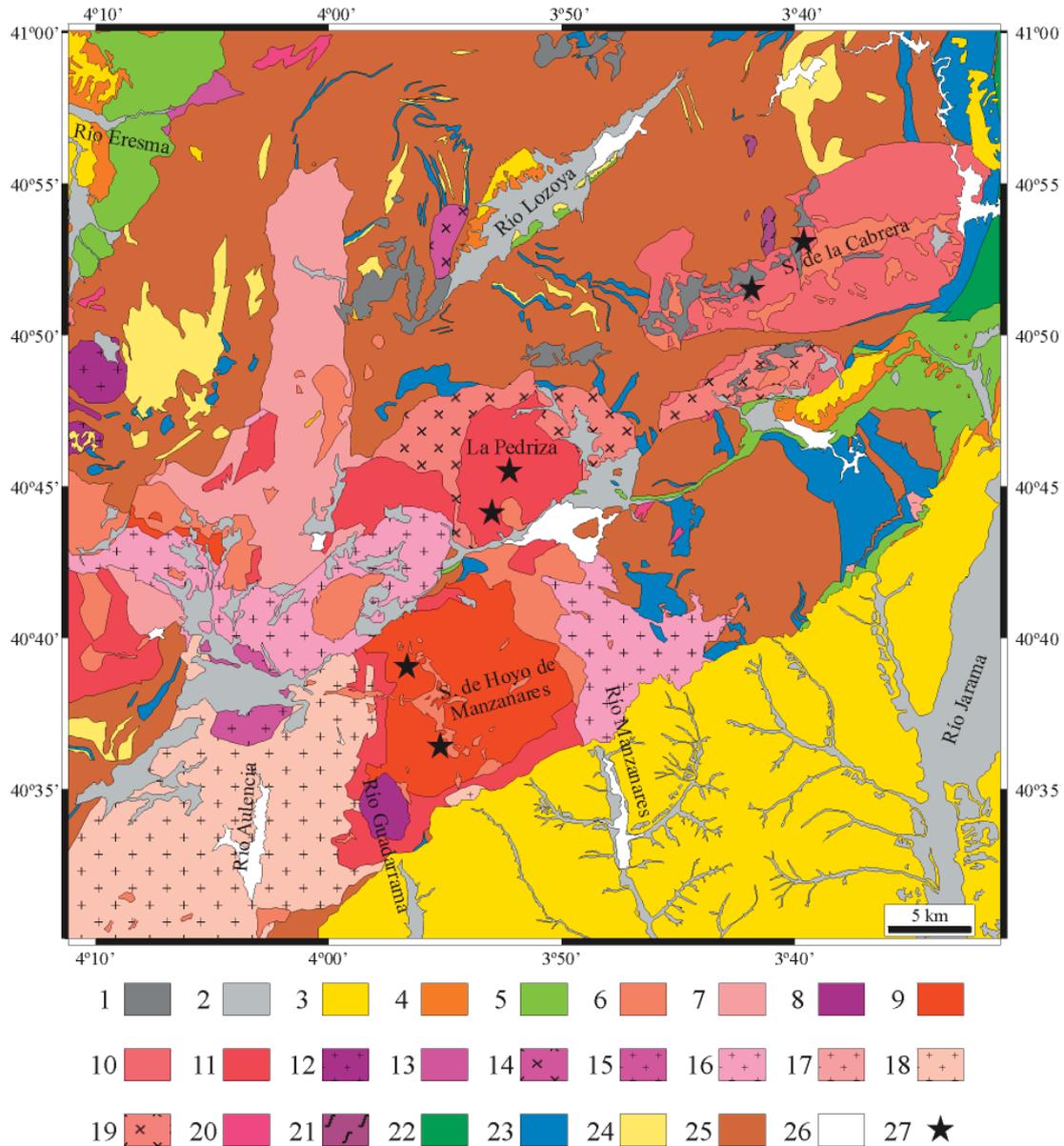


Figura 3.14. Mapa geológico de la Sierra de Guadarrama. 1. Depósitos cuaternarios coluviales, 2. Depósitos cuaternarios aluviales, 3. Depósitos miocenos detríticos, 4. Depósitos paleógenos detríticos y yesíferos, 5. Depósitos cretácicos detríticos y carbonáticos, 6. Leucogranitos, 7. Monzogranito de La Granja, 8. Monzogranito de Torreledones, 9. Granito de Hoyo de Manzanares, 10. Granito y monzogranito de La Cabrera, 11. Leucogranito de La Pedriza, 12. Monzogranito y granito de Cuerpo de Hombre, 13. Monzogranitos de Segovia, 14. Monzogranito de Rascafría, 15. Monzogranito de Atalaya Real, 16. Monzogranito de Alpedrete, 17. Granitos de Colmenar Viejo, 18. Monzogranitos de Valdemorillo, 19. Monzogranito de la Sierra del Francés, 20. Leucogranitos de La Losa, Bernuy y Los Remedios, 21. Migmatitas, 22. Pizarras, cuarcitas y esquistos ordovícicos, 23. Paragneises y esquistos preordovícicos, 24. Leucogneises prehercínicos, 25. Ortogneises prehercínicos 26. Embalses, 27. Localización de las estaciones de medida de pilancones. (Cartografía simplificada de: Bellido et al., 1990a, 1990b, 1990c, 1991, Arenas et al., 1991, Díaz de Neira et al., 2000)

Los emplazamientos escogidos para el estudio de los pilancones pertenecen a tres macizos graníticos distintos: Hoyo de Manzanares, La Pedriza y La Cabrera (Fig. 3.15). El stock de Hoyo de Manzanares está formado por un granito de grano grueso a medio con fenocristales de feldespato potásico de hasta 3 cm de longitud. Es un granito biotítico con cordierita como mineral accesorio característico. El plutón parece tener una geometría con cierto carácter laminar, lo que determina la alineación de fenocristales. La edad de la roca es de 295 ± 3 millones de años (Brandebourger, 1984). El stock de La Pedriza se compone de leucogranitos biotíticos de tamaño de grano medio a grueso. La textura es equigranular y sin presencia de fenocristales. La edad del plutón ha sido fechada en 305 ± 6 millones de años (Ibarrola et al., 1986). El stock de La Cabrera está compuesto por granitos y monzogranitos de tamaño de grano medio a grueso y textura equigranular. Su edad es de 292 ± 3 (Bellido, 1979).

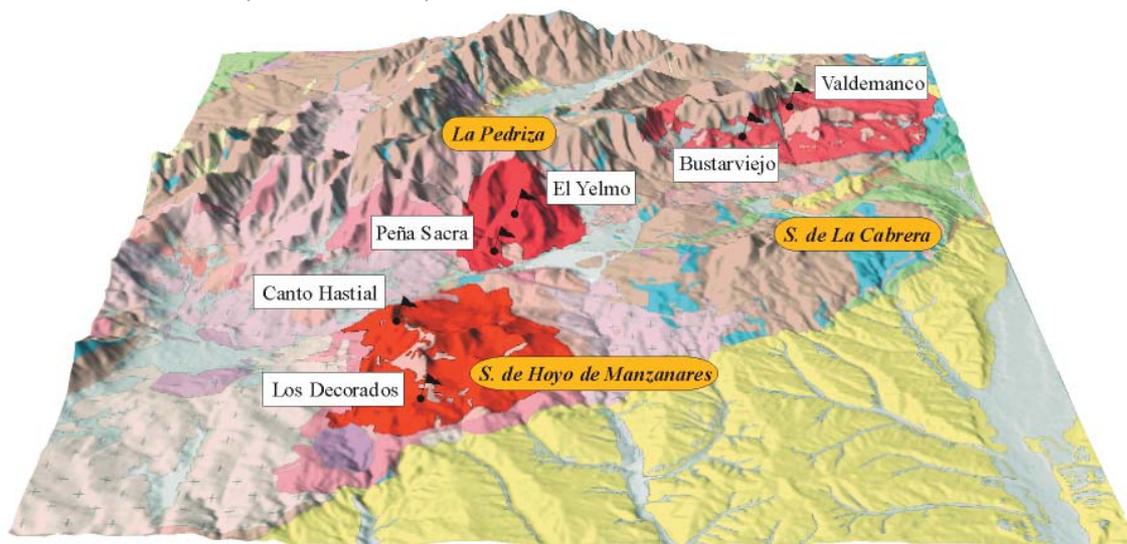


Figura 3.15. Modelo de elevaciones del terreno con el mapa geológico de la figura 3.12 sobrepuesto. El mapa presenta un color atenuado a excepción de los tres plutones que son objeto de estudio. Nótese la diferencia altitudinal de las estaciones dentro de cada plutón. Gráfico elaborado mediante el software 3DEM.

El modelado del relieve de la Sierra de Guadarrama tiene un origen morfotectónico. Por lo tanto, la formación de diferentes superficies depende de las condiciones climáticas en cada periodo y del rejuvenecimiento del relieve en las sucesivas fases orogénicas alpinas. Tras el arrasamiento de la Cordillera Hercínica a finales del Paleozoico y principios del Mesozoico, se fue formando una superficie de erosión tipo penillanura. Esta superficie continuó labrándose en aquellas zonas en las que no era sepultada bajo la progresiva expansión de cuencas mesozoicas y con posterioridad paleógenas, hasta que a mediados del Paleógeno comenzó un notable rejuvenecimiento del relieve. La superficie fue quedando colgada en las zonas de mayor altitud, mientras era sustituida por superficies erosivas tipo pediment en las zonas con mayor actividad morfodinámica. La penillanura, considerada Superficie Fundamental (Solé Sabarís et al., 1952), se preserva en las cumbres principales que con frecuencia muestran un relieve aplanado, que se denomina Superficie de Cumbres, o M_3 en los altiplanos secundarios (Schwenzner, 1937). La superficie es considerada preoligocena y heterócrona (Pedraza, 1978). La existencia de importantes domos u otros relieves grabados en esta superficie ha permitido la distinción en algunos casos de una superficie de sustitución tipo etchplain (Vaudour, 1977; Garzón, 1980; Fernández García, 1988) a la que se le ha dado el nombre de Superficie Intermedia (Centeno, 1987; Sanz, 2001).

Con el inicio de la tectónica comenzó la formación de pedimentos. Los niveles más antiguos están mal preservados a lo largo de laderas de los macizos tectónicamente desnivelados o de inselbergs (Sanz, 1987). Estos pedimentos se han definido como Superficie de Rellano (Domínguez Villar, 2002), una unidad que constituye un conjunto de niveles sucesivamente colgados por la acción conjugada de tectónica y erosión. La evolución de pedimentos a lo largo del terciario culmina con la formación de las amplias extensiones de la rampa a los pies de las sierras. Se han reconocido al menos dos niveles de pediment en la rampa (superficies M_2 y M_1), de edad previllafranquiense al estar localmente fosilizados por la Raña o los Depósitos de Grandes Bloques (Lázaro Ochaita, 1977; Cabra, 1981). Con frecuencia las superficies erosivas están mal preservadas, y los pedimentos se ven afectados por superficies de sustitución (Pedraza, 1984; Sanz Herraiz, 1988). Estas superficies de sustitución son superficies grabadas tipo etchplain que permiten la exhumación de domos incluso la preservación de flared slopes. También se ha sugerido que la pedimentación en la rampa pudiera haber continuado regional o localmente a lo largo del Cuaternario, debido a que la incisión de la red fluvial no alcanzó la rampa hasta bien entrado el Pleistoceno. Por ello se ha propuesto que los pedimentos fueran superficies heterócronas (Domínguez Villar, 2002). Una vez comenzó la incisión fluvial se generaron vertientes glaciares en los valles, y en algunos casos se llegan a reconocer sistemas de terrazas. La articulación de superficies tiene lugar fundamentalmente por laderas que representan escarpes producto del desnivelamiento tectónico, o el resultado de la incisión de una superficie en otra.

A lo largo del Cuaternario se desarrollaron las redes de drenaje que disectaron buena parte de las superficies erosivas previas. No obstante, esto no significa que las superficies rocosas sobre las que desarrollan los pilancones tengan la edad de fosilización de la superficie. Los procesos de alteración de superficies continúan activos hasta nuestros días, y el grabado y exhumación de áreas graníticas se ha continuado durante el Pleistoceno y Holoceno (Domínguez Villar, 2002). Por lo tanto, la edad de exhumación de algunos bolos, tors o domos sobre los que se desarrollan los pilancones pueden tener edades relativamente recientes pese a pertenecer a superficies originalmente precuaternarias. En el Cuaternario también se reconocen otros procesos significativos como la deposición de pequeñas unidades superficiales tanto aluviales y lacustres como coluviales, así como se reconocen formas glaciares y periglaciares. En las cumbres más altas de la Sierra de Guadarrama, se preservan diversos focos glaciares. Se trata de pequeños glaciares de circo y ladera que alcanzaron cotas mínimas siempre por encima de los 1600 msnm. El glaciar de mayor longitud no alcanzaba los 3,5 km (Pedraza y Centeno, 1987), y en los complejos morrénicos más completos se han llegado a reconocer hasta 3 fases principales pertenecientes al último periodo glaciar (Fränzle, 1978a; Centeno et al., 1983; Acaso et al., 1998). En el último máximo glaciar las condiciones nivales se establecieron por encima de los 1900-2000 msnm (Brosche, 1982), mientras que la influencia del dominio periglaciar se hacía notar hasta los 700 msnm (Fränzle, 1978b). Por lo tanto, aunque las zonas estudiadas se localizan fuera del alcance del glaciario y el dominio nival, sí se vieron incluidas por un ambiente periglaciar.

Las estaciones de medida de pilancones se han emplazado en típicos paisajes graníticos en los que hay extensos afloramientos rocosos en forma de plataformas rocosas, tors, bloques, bolos o incluso domos (Fig. 3.16). Son parajes con prolongadas historias de alteración del macizo, y con frecuencia se han podido distinguir varios periodos de exhumación a partir de familias de flared slopes. Por lo tanto, en todos los casos se trata

de superficies de sustitución multifásicas tipo etchplain desarrolladas sobre las superficies erosivas anteriormente descritas (Domínguez Villar, 2002). Todas las zonas escogidas están fuera de la influencia de vegetación arbórea, y alejadas de relieves que pudieran causar sombra sobre los pilancones; por lo tanto todos tienen una buena exposición al sol. Las estaciones se han emparejado en tres plutones distintos para valorar la influencia de la altitud dentro de una misma litología (influencia microclimática en los procesos de meteorización), y si los distintos plutones determinaban formas diferentes. Por ello, en cada plutón se han escogido dos estaciones a cotas diferentes con al menos 100 metros de desnivel. Las dimensiones de las estaciones de medida en todos los casos tienen diámetros que oscilan entre los 100 y 200 metros.

En la Sierra de Hoyo de Manzanares se encuentran las estaciones de Canto Hastial (CH) en lo alto de la Sierra y de Los Decorados (LD) en la rampa de la vertiente meridional. La estación de CH se localiza a 1370 msnm (40°39,1'N; 3°56,8'W) en el entorno de la cima del Canto Hastial al oeste de la sierra. El paraje se compone de un conjunto de tors y pequeños domos localizados en un altiplano correspondiente a la superficie M_3 . Los afloramientos rocosos están separados por las arenizaciones producto de la degradación de los pequeños relieves residuales. Las laderas que circundan la estrecha zona de cumbre son escarpadas, con una gran profusión de lanchares y roquedos. A unos cientos de metros descendiendo por la ladera meridional, se encuentra una nava en la que se ha encontrado un registro sedimentario entorno a los 2 metros (Domínguez Villar, 2004). La presencia de flared slopes en el entorno de la nava así como a lo largo de toda la ladera hasta el Canto Hastial permiten establecer una correlación entre los episodios de alteración de la roca y su relación con la deposición de los materiales en la depresión. La estación de LD a 1010 msnm (40°36,5'N; 3°55,1'W), se encuentra un kilómetro y medio al SW del núcleo urbano de Hoyo de Manzanares. El emplazamiento es una zona elevada y dominante sobre el relieve circundante que es divisoria de los principales arroyos locales. Se trata de un conjunto de tors y plataformas rocosas pertenecientes a la superficie M_2 . Como es típico en la rampa de la sierra, la superficie está degradada por varios episodios de corrosión química, lo que queda registrado por la presencia de flared slopes. A esta estación pertenecen los pilancones P1, P2, P3 y P4, que se han utilizado para la monitorización de diversos procesos en los pilancones.

En La Pedriza se localizan la estación de El Yelmo (EY), en los alrededores del fastuoso domo granítico de El Yelmo que domina el paisaje de La Pedriza anterior, y la estación de Peña Sacra (PS), en los alrededores de la Ermita de la Peña Sacra entre la localidad de Manzanares el Real y El Tranco, a la rivera del Río Manzanares. La estación de EY se sitúa a 1600 msnm (40°52,0'N; 3°45,6'W) en un conjunto de tors localizados inmediatamente al este de El Yelmo. La elevada pendiente del entorno hace que los tors tengan un desnivel entre los 5 y 30 metros respecto al terreno del que sobresalen. Se trata de unos afloramientos rocosos estrechos y alargados según la dirección SW-NE, con la parte culminante bastante irregular y pendiente. A pesar de ello se han desarrollado multitud de pilancones en las partes más horizontales, alguno de ellos alcanzando profundidades entorno a los dos metros. Debido a lo escarpado del terreno sólo se han medido pilancones en la parte culminante del tor, en la que no se han reconocido flared slopes. La estación de PS a 970 msnm (40°44,2'N; 3°52,6'W), se encuentra sólo 50 metros por encima del curso del Río Manzanares a su salida del macizo de La Pedriza. Dentro del esquema de superficies descrito anteriormente se ubica en una vertiente glacis del Río Manzanares. En las inmediaciones de la Ermita de Peña Sacra se reconocen varios tors y conjuntos

de bolos y bloques sobre una plataforma rocosa que presenta numerosos pilancones. En la zona se puede observar una familia de flared slopes que permitió la exhumación de la mayoría de bloques y bolos que se observan. Además, la cercanía del Río Manzanares y la existencia de flared slopes a lo largo del valle han permitido establecer una relación entre los periodos de exhumación de relieves grabados e incisión del río.

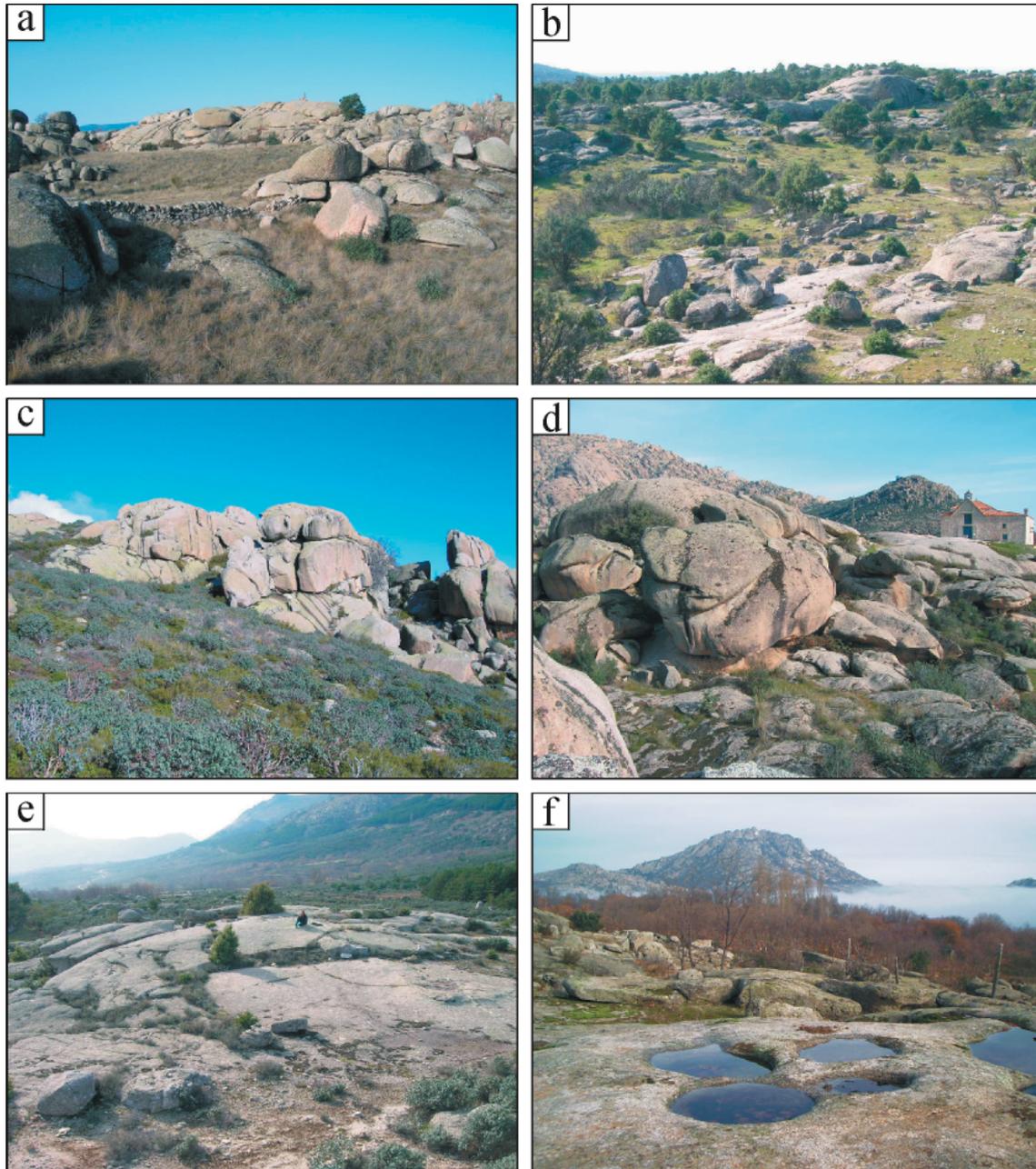


Figura 3.16. Aspecto general de las estaciones de medida de pilancones de la Sierra de Guadarrama. a) Estación del Canto Hastial (CH), b) Estación de Los Decorados (LD), c) Estación de El Yelmo (EY), d) Estación de Peña Sacra (PS), e) Estación de Valdemanco (VA), f) Estación de Bustarviejo (BU).

En la Sierra de La Cabrera se ha localizado la estación de medida de pilancones de Valdemanco (VA) en el Collado del Medio Celemín, y la estación de Bustarviejo (BU) a las afueras de dicha localidad. La estación VA se encuentra en una plataforma rocosa que se extiende inmediatamente al este del collado que atraviesa la sierra al norte de la localidad de Valdemanco. El emplazamiento escogido ($40^{\circ}53,2'N$; $3^{\circ}39,5'W$) se encuentra a 1310

msnm y es una zona de poco relieve, pero con varios niveles en la plataforma rocosa, con algunos bloques en los que se han reconocido varias familias de flared slopes. La estación se localiza en un rellano por encima de la superficie M_2 que no parece conformar una superficie erosiva. La estación BU se encuentra a 1210 msnm (40°52,0'N; 3°41,0'W), a las afueras de la localidad de Bustarviejo. El paraje se compone de domos y plataformas rocosas que enlazan lateralmente con zonas de bloques y bolos, así como con zonas más escarpadas que dan paso a distintos niveles rocosos. La zona forma parte de la superficie de erosión M_2 , aunque se encuentra muy degradada y se reconocen varios niveles de exhumación debido a la presencia de flared slopes (Fig. 2.9).

3.7. Desiertos de California (Zona VI)

California se extiende longitudinalmente por más de mil kilómetros a lo largo de la costa pacífica en los Estados Unidos de Norteamérica, en una latitud similar a la de la Península Ibérica. Tiene un relieve escarpado con grandes sierras y depresiones, que le procuran una gran variedad paisajística, desde glaciares a desiertos pasando por inmensos bosques. Las sierras costeras que discurren paralelas al pacífico hacen que la costa sea por lo general abrupta. En el interior del estado se encuentra la elevación de Sierra Nevada, que con sus cimas por encima de los cuatro mil metros vertebran el estado de norte a sur. Al oeste de Sierra Nevada se extiende la depresión del Great Valley, mientras que al este se extiende una serie de pequeñas sierras y cuencas que forman la Great Basin. Debido a su latitud, la dinámica atmosférica está afectada por los vientos del Oeste que traen la humedad del Pacífico. De este modo, las continuas elevaciones desde el océano hacen que las lluvias hacia el interior sean sucesivamente menores. El efecto barrera que ejerce Sierra Nevada sobre las precipitaciones hace que el este del estado comprenda una serie de desiertos, ya que las Montañas Rocosas situadas más al este inhiben cualquier influencia atlántica. En este trabajo se han estudiado los pilancones de dos zonas desérticas, el Owens Valley en el desierto del Great Basin y el Mojave Desert.

La actividad tectónica a consecuencia del choque entre las placas Pacífica y Norteamericana es la responsable de la formación de sierras y corredores deprimidos, pero también de una marcada variabilidad geológica (Fig. 3.17). Los depósitos cenozoicos invaden las depresiones y corredores, en ambientes continentales, y con frecuencia también marinos al oeste de Sierra Nevada. La mayor parte de las sierras costeras, así como las elevaciones de la mitad norte de California están formadas por rocas sedimentarias y volcánicas deformadas. Este es el caso del NW de Sierra Nevada, o de las sierras que componen la Great Basin. No obstante, el grueso del macizo que compone Sierra Nevada, las Sierras Transversas y Peninsulares, así como buena parte de los afloramientos rocosos del desierto de Mojave se componen de rocas ígneas del Mesozoico. Por lo tanto, los afloramientos de rocas graníticas en zonas desérticas al oeste de Sierra Nevada son muy comunes.

El Owens Valley discurre en la vertiente oriental de Sierra Nevada. El nacimiento del Río Owen tiene lugar en las proximidades de Yosemite y el Mono Lake, y termina en el Owens Lake, a las puertas del Death Valley. La zona estudiada, se encuentra en las inmediaciones del Owens Lake, y comprende un pequeño macizo denominado Alabama Hills (Fig. 3.18). El macizo rocoso se compone de un conjunto de pedrizas que se elevan hasta 150 metros sobre el fondo del valle situado a 360 msnm. El afloramiento sobresale

respecto a enormes abanicos aluviales que rodean y atraviesan el macizo y que articulan el fondo del valle y las escarpadas laderas de Sierra Nevada. El punto más alto de Sierra Nevada, el monte Mc Whitney de 4418 msnm, se encuentra justo al oeste de las Alabama Hills, por lo que algunos glaciares se descolgaron por las laderas de la sierra durante el Pleistoceno, sin llegar en ningún momento a alcanzar la zona de estudio. Las Alabama Hills están compuestas por granito en su parte occidental, mientras que la parte más oriental del macizo se compone de rocas volcánicas del Jurásico medio. El granito de las Alabama Hills, como todos los granitoides de la zona, es Cretácico. Es un monzogranito porfídico de grano medio con biotita y fenocristales de feldespato potásico de hasta 1 cm de longitud (Stone et al., 2000). El granito ha sido fechado en 85 millones de años (Chen y Moore, 1982).

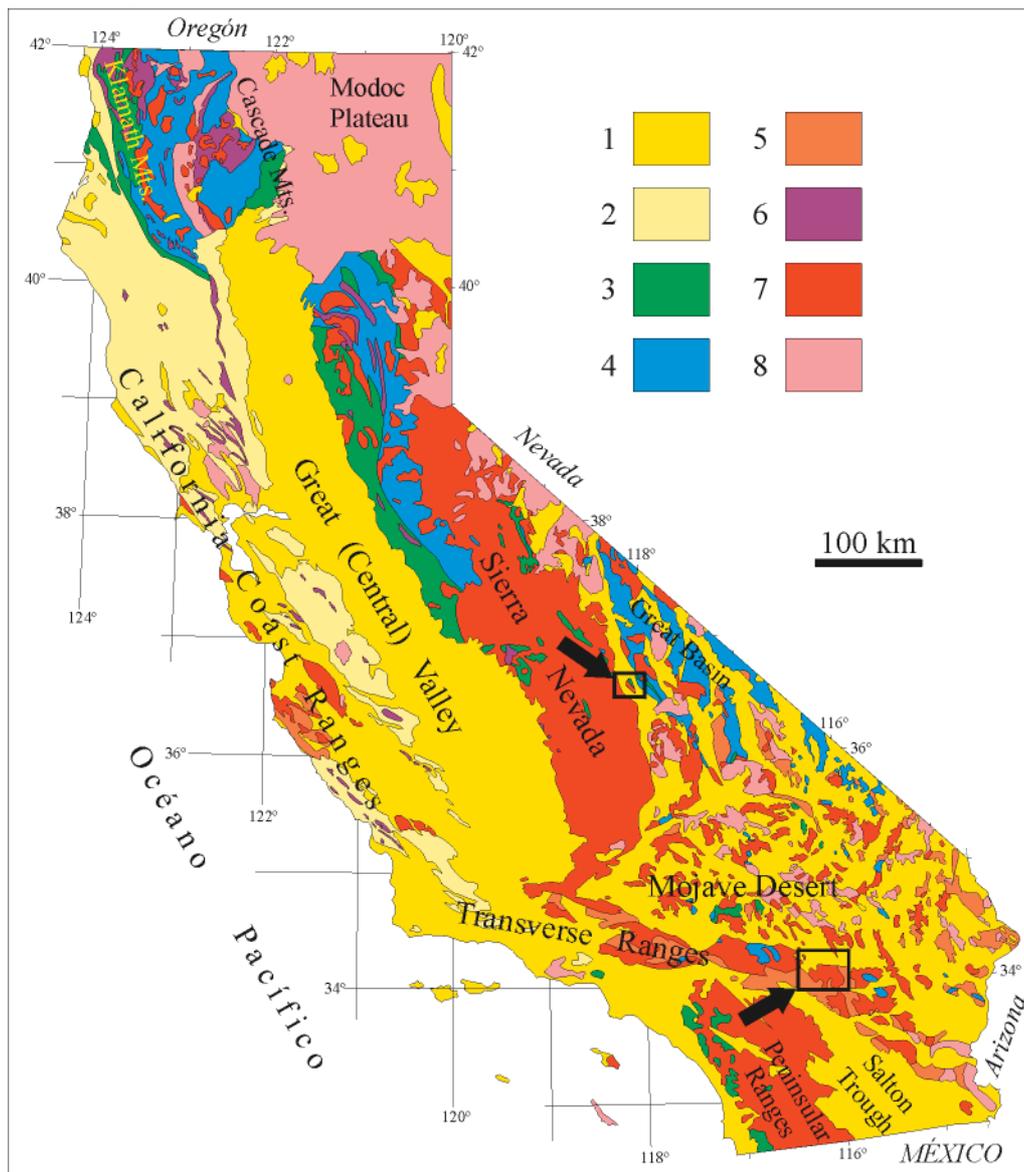


Figura 3.17. Mapa geológico de California. 1. Materiales cenozoicos 2. Materiales del final del Mesozoico, 3. Rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico (preorogénicas), en ocasiones fuertemente metamorizadas, 4. Rocas sedimentarias y volcánicas del Paleozoico, en ocasiones fuertemente metamorizadas, 5. Rocas fuertemente metamorizadas precenozoicas, 6. Rocas ultramáficas, mayoritariamente del Mesozoico, 7. Rocas intrusivas mesozoicas, 8. Rocas volcánicas cenozoicas. La localización de las dos zonas de estudio está remarcada y señalada con flechas. (Mapa simplificado de Davis, 2002).

El clima es desértico y caluroso, la lluvia es escasa a lo largo de todo el año, y la nieve hace acto de presencia sólo de forma esporádica. La estación meteorológica más próxima es la de Independence, situado 25 km al norte de Lone Pine donde se encuentran las Alabama Hills. La precipitación media anual es inferior a 150 mm al año, siendo los meses de invierno entre diciembre y febrero los que presentan mayor precipitación. La temperatura media anual no alcanza los 20°C, siendo la temperatura media máxima de 23,9 °C, y el mes más caluroso julio, donde se alcanzan medias máximas de 36,5 °C. La temperatura media mínima anual es de 27 °C, aunque el invierno llega a ser frío, con los meses de diciembre y enero con medias mínimas por debajo de cero grados. Por tanto, en los meses de invierno las precipitaciones son ocasionalmente en forma de nieve.

Las Alabama Hills son un típico paisaje de morfología granítica desértica (Fig. 3.19), por lo cual han sido escenario de numerosas películas de western. El paraje se compone de pedrizas y berrocales con numerosos bolos y bloques redondeados, con un color oscurecido debido a las pátinas negras que les cubren. Los inselbergs y berrocales más elevados tienen taludes de coluvionamiento que evacúan el grus producto de su desagregación, que en general es drenado por sistemas aluviales que ocupan las partes más deprimidas entre los roquedos. Las formas redondeadas son indicadores de dilatados periodos de alteración, lo cual se deduce por la presencia de flared slopes en numerosos bloques. El color oscuro de muchos bloques se debe a las pátinas de óxidos de manganeso y hierro que les recubren. La descamación en lajas es frecuente en estos granitos, por lo que el aspecto oscurecido es parcheado. La formación de muchas de estas pátinas requiere miles a decenas de miles de años (Liu y Broecker, 2000), por lo que son en cierta medida indicadores del largo proceso de alteración sufrido en aquellas formas donde se instauran. Otra característica notoria del paisaje granítico es la abundancia de tafonias en los bolos, especialmente localizados en las partes basales, muchas veces en contacto con el grus y zonas de umbría.

La evolución del relieve está ligada al importante corredor de fractura que atraviesa el Owens Valley. La intensa actividad tectónica provocó en 1872 un terremoto que destruyó por completo el pueblo de Lone Pine, en las inmediaciones de las Alabama Hills, y que sigue siendo el tercer terremoto de mayor magnitud registrado en tiempos históricos en California (Beanland y Clark, 1994). A lo largo de la última glaciación el paraje fue muy distinto al actual debido a la abundancia de agua. El Owens Valley recibía aguas de fusión proveniente del deshielo de los glaciares de Sierra Nevada, lo que dio lugar a un caudaloso río en el valle que ocasionalmente era represado formando enormes lagos. Algunos de estos lagos hoy son mucho menores o formas playas y salares. Además el drenaje continuaba hacia el este, formando lagos en los valles de Panamint y Death Valley, donde las aguas terminaban en el Lago Manly en las actuales salinas del Death Valley (Blackwelder, 1954). Los depósitos de los abanicos que se encuentran en el entorno de las Alabama Hills tienen relación con este periodo más húmedo, y en la actualidad los abanicos están disectados por barrancos.

En el desierto de Mojave se ha estudiado un emplazamiento dentro del Parque Nacional de Joshua Tree. El clima de Joshua Tree es desértico, con bajas precipitaciones y altas temperaturas, muy similar al descrito en las Alabama Hills. Las estaciones meteorológicas más cercanas al borde norte del parque nacional son Twentynine Palms y Joshua Tree, ambas en el corredor que marca el límite septentrional de las Sierras Transversas. En estas estaciones meteorológicas se han registrado precipitaciones

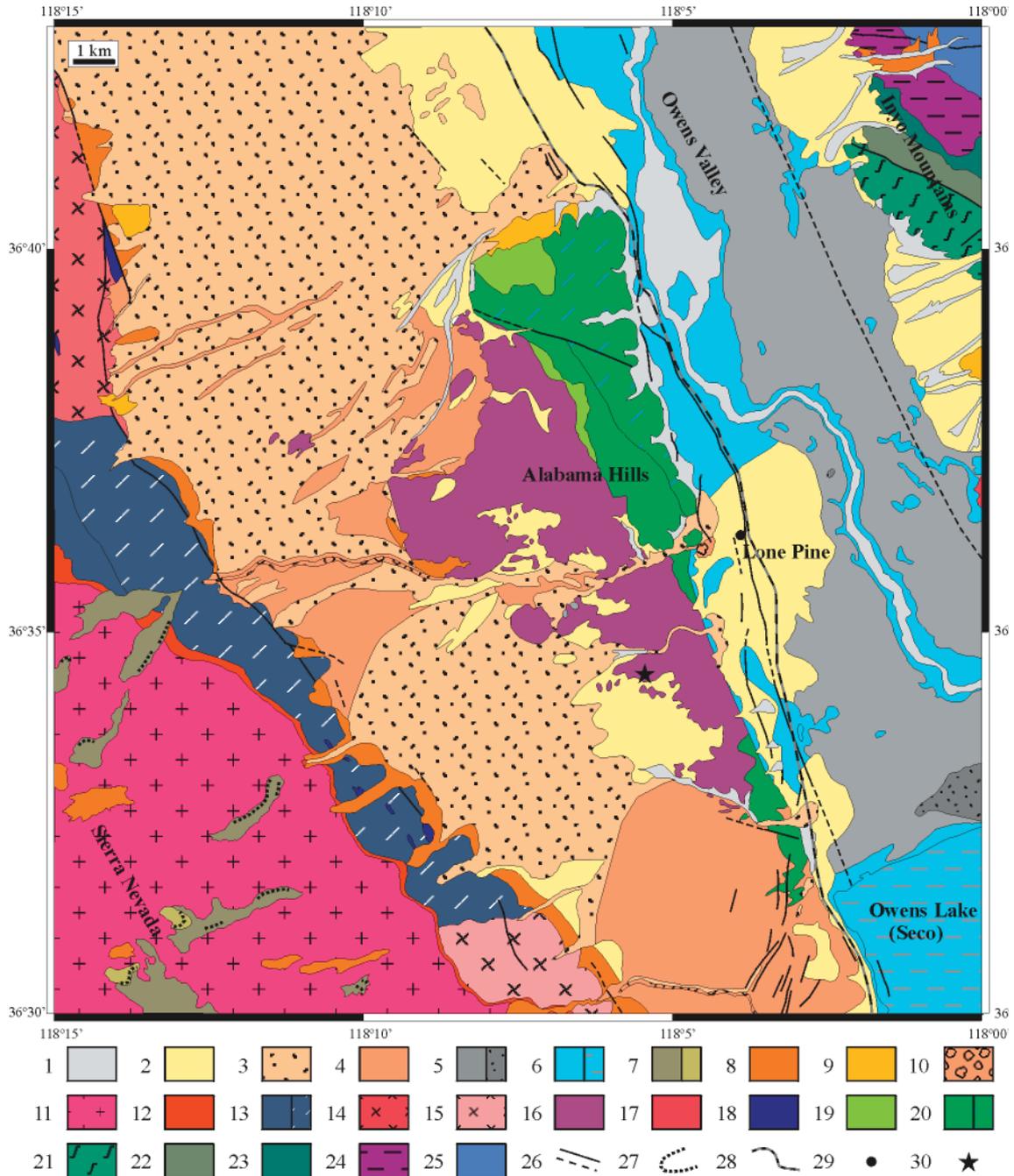


Figura 3.18. Mapa geológico de las Alabama Hills. 1. Aluvial Holoceno, 2. Aluvial inactivo Holoceno, 3. Aluvial y debris flow del Pleistoceno más reciente, 4. Aluvial y debris flow del Pleistoceno más antiguos, 5. Arenas eólicas del Holoceno, la trama indica dunas, 6. Depósitos lacustres del Holoceno, con trama rayada en el área lacustre activa. 7. Depósitos morrénicos. Los tonos claros indican depósitos de glaciares rocosos del Pleistoceno, 8. Coluviales del Holoceno y Pleistoceno, 9. Deslizamientos del Cuaternario o Terciario, 10. Depósitos de grandes bloques del Holoceno, 11. Granodiarita de Whitney, 12. Granodiorita de Paradise, 13. Granodiorita de Lone Pine Creek, la trama indica rayada facies más oscuras y de grano fino, 14. Granito de Independence, 15. Granito de Carrol Creek, 16. Granito de Alabama Hills, 17. Granito del Nov de Kern, 18. Rocas plutónicas máficas, 19. Complejo volcánico de las Alabama Hills, parte superior, Jurásico medio, 20. Complejo volcánico de las Alabama Hills, parte inferior, Jurásico medio. La zona rayada contiene gran cantidad de inyección de diques máficos, 21. Complejo volcánico de las Inyo Mountains, parte superior, Jurásico medio y superior, 22. Complejo volcánico de las Inyo Mountains, parte media, Jurásico medio, 23. Complejo volcánico de las Inyo Mountains, parte inferior, Jurásico medio, 24. Formación Union Wash, Triásico medio e inferior, 25. Formación Lone Pine, Pérmico inferior, 26. Fallas y fallas cubiertas, 27. Arcos morrénicos, 28. Carreteras principales, 29. Pueblos, 30. Estación de medida de pilancones de Alabama Hills, (AH). (Mapa simplificado de Stone et al., 2000).

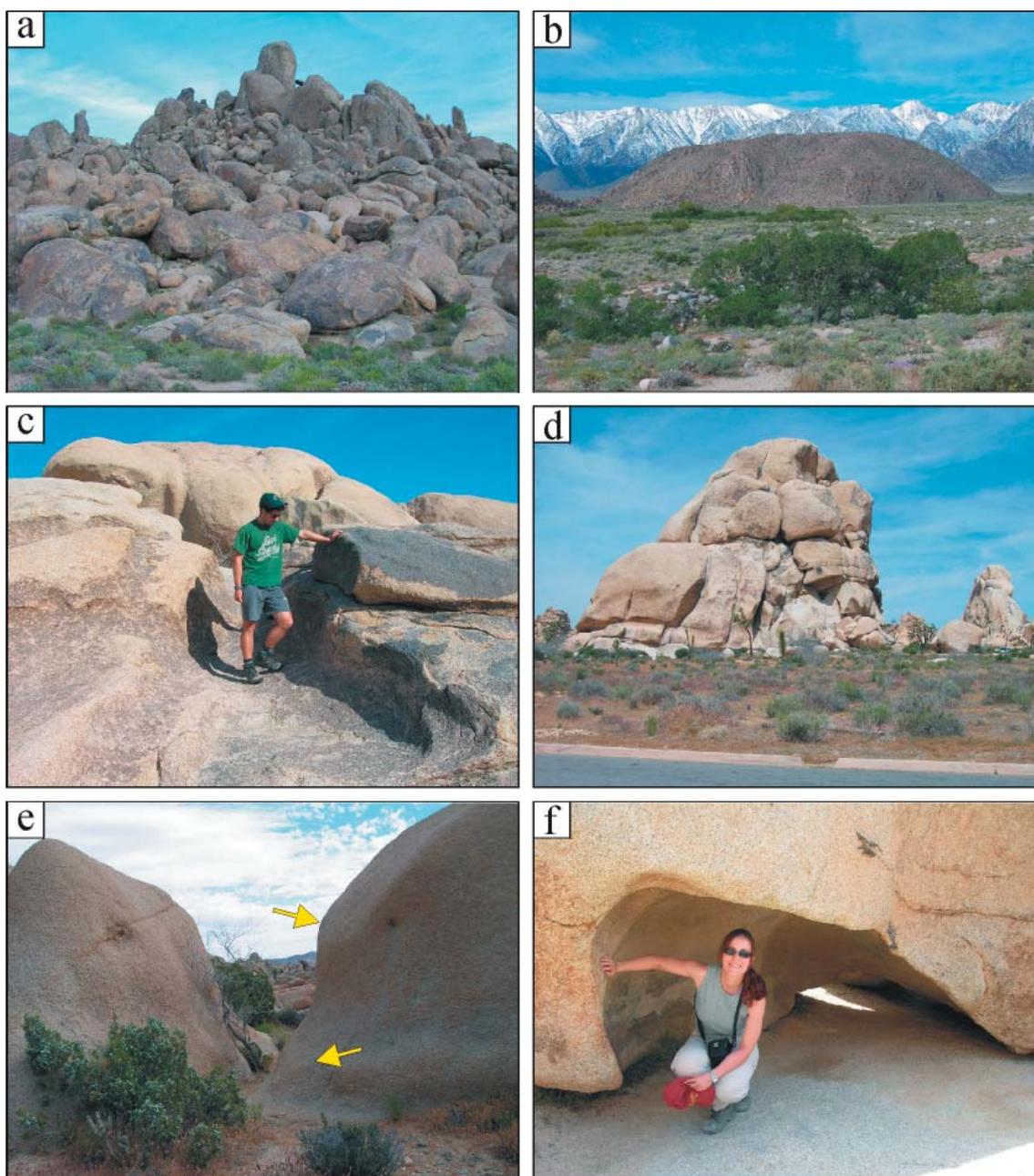


Figura 3.19. Fotografías de morfologías típicas en áreas graníticas desérticas de California. a) Aspecto general de un berrocal en el que los bolos presentan un aspecto negruzco por las pátinas de óxidos. b) Inselberg que resalta sobre los abanicos que descienden de Sierra Nevada en las Alabama Hills. c) Detalle de un canalón causado principalmente por alteración química. Las costras que recubre parte de los bloques tienen distintos tonos indicando su grosor y antigüedad. Las pátinas presentan una distribución irregular por la importancia de la desagregación en escamas. d) Aspecto típico de los tors de Joshua Tree. Este tor tiene unos 40 metros de desnivel, veanse los escaladores en su parte superior como escala. e) Las flared slopes son frecuentes. En este caso se han señalado un bloque con dos episodios de exposición. El bloque entero tiene una altura de tres metros. f) Tafone en la parte basal de un bolo. Los tafonis llegan a ser muy numerosos, encontrándose tanto aislados o en asociaciones. Las dimensiones pueden alcanzar varios metros, y generan cuevas, bolos parcialmente huecos, arcos rocosos, panales de abejas, etc.

inferiores a los 130 mm anuales. Los meses de abril a junio son los más secos, mientras el resto tienen una distribución irregular aunque más húmeda. La temperatura media anual en Twentynine Palms es de 19,8 °C. La temperatura media máxima a lo largo del año es de 29 °C, siendo el mes con una media máxima más alta julio, con 40,4 °C. La temperatura

media mínima anual es de 11,1 °C, siendo diciembre el mes con mínimas más bajas alcanzando una media mínima de 2 °C. Las estaciones meteorológicas se encuentran en los corredores que flanquean las Sierras Transversas, por lo que se encuentran a altitudes de 650 y 900 msnm, mientras que las sierras alcanzan cotas medias superiores a los 1500 msnm. Por lo tanto, la temperatura en las sierras debe ser varios grados más fresca. Esto es especialmente significativo, ya que permite nieves ocasionales y que las temperaturas bajo cero sean frecuentes en los meses de invierno.

El Parque Nacional de Joshua Tree se encuentra a caballo entre el Mojave Desert situado al norte, y el Sonora Desert que se extiende hacia el sur (Fig. 3.20). El Parque alberga varias sierras que representan las estribaciones orientales de las Sierras Transversas. Es una zona muy peculiar al ser la única alineación E-W de California. Las sierras están limitadas por importantes zonas de fractura, entre ellas la Falla de San Andrés en su límite meridional. Es una zona con abundantes granitos mesozoicos emplazados en rocas metamórficas precámbricas (Trent y Hazlett, 2002). Los afloramientos rocosos se compartimentan en macizos limitados por fracturas, y que están separados por pequeñas cuencas cenozoicas. A partir del final del Paleógeno, aparecen también materiales volcánicos como en las Pinto Mountains y las Hexie Mountains, que en algunos casos se continúa hasta el Holoceno (Miller, 1989). El plutón que comprende el emplazamiento estudiado se denomina White Thank y es un monzogranito de grano medio a grueso con biotita y sin presencia de fenocristales (Trent, 1984).

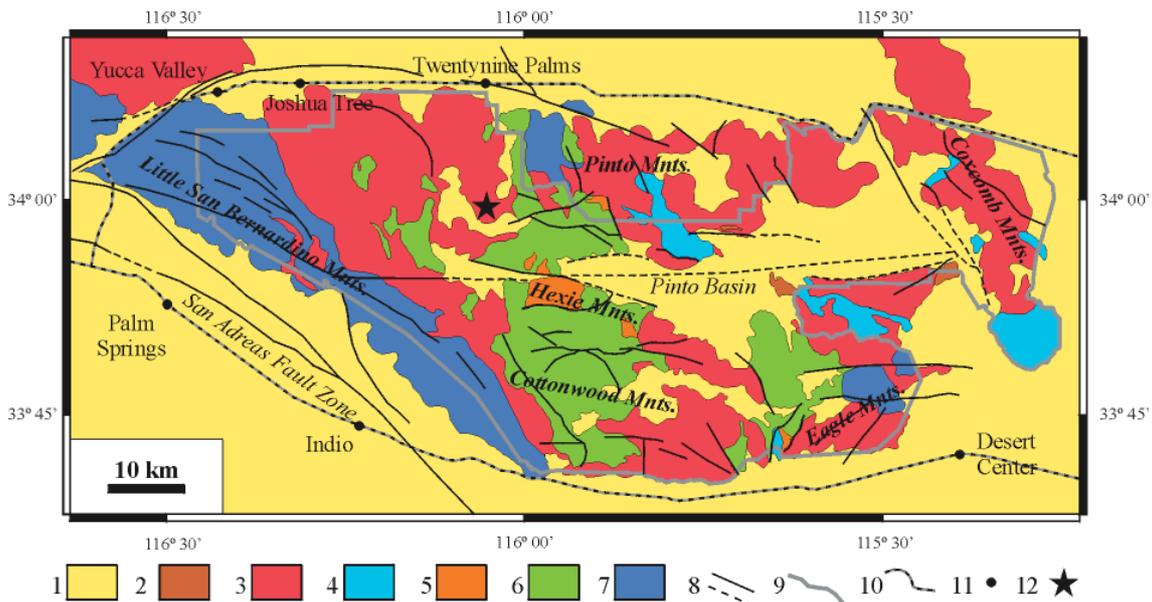


Figura 3.20. Mapa geológico del Parque Nacional de Joshua Tree. 1. Depósitos aluviales, eólicos y lacustres del Cenozoico. Compuestos principalmente por abanicos con campos de dunas y salinas del Cuaternario, 2. Basaltos terciarios, 3. Rocas graníticas mesozoicas, 4. Rocas mestasedimentarias premesozoicas, 5. Rocas graníticas precámbricas, 6. Gneises precámbricos, 7. Complejo ígneo y metamórfico del precámbrico indiferenciado, 8. Fallas y fallas supuestas, 9. Límites administrativos del Parque Nacional de Joshua Tree, 10. Carreteras principales, 11. Ciudades importantes, 12. Ubicación de Jumbo Rocks, donde se sitúa la estación de medida de Pilacones de Joshua Tree (JT). (Mapa según Trent y Hazlett, 2002).

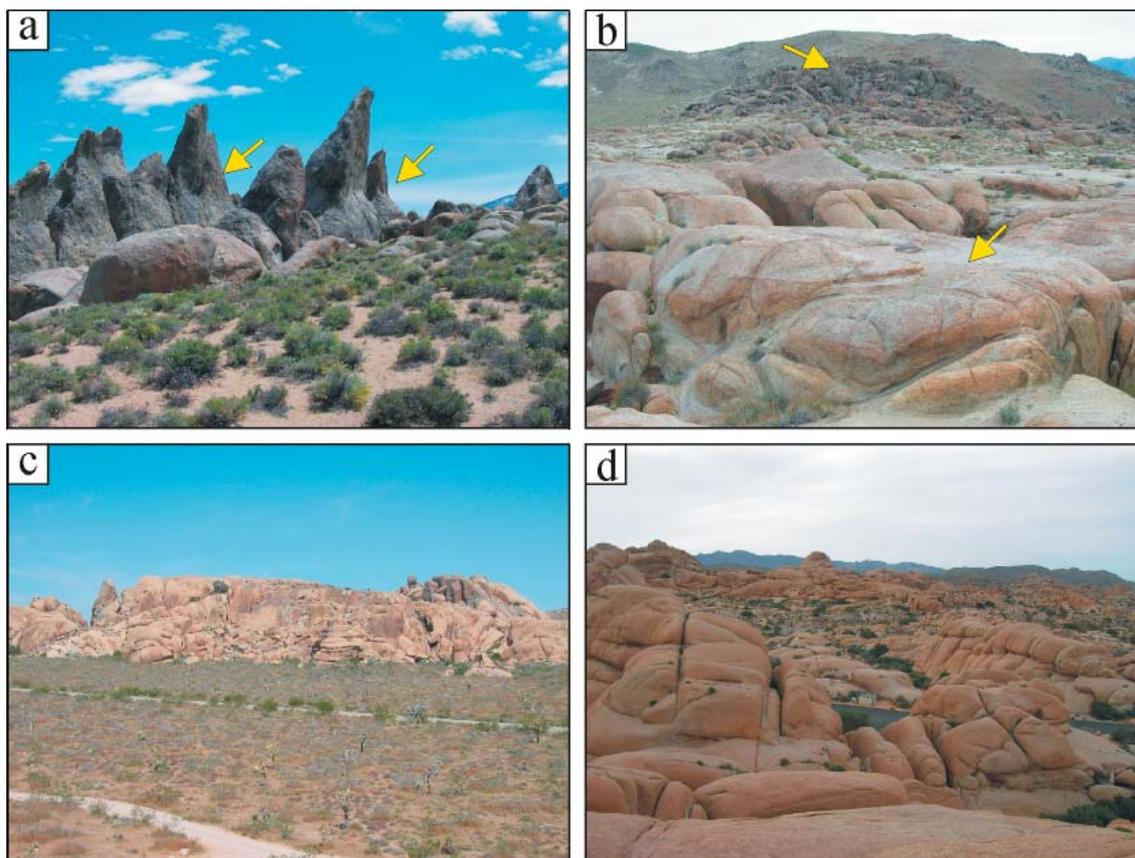


Figura 3.21. Fotografías de las estaciones de medida de pilancones de Alabama Hills (AH) y Joshua Tree (JT). a) Aspecto general de la cabecera del Tuttle Creek. Las flechas señalan los niveles de flared slopes superiores. Los bolos que aparecen en primer plano fueron exhumados por un periodo de exhumación relacionado con flared slopes inferiores a las señaladas. Nótese la ausencia general de pátinas de los bolos recientemente expuestos en comparación con las superficies más antiguas. b) En primer plano una plataforma rocosa que ha sido exhumada recientemente y apenas presenta pátinas en contraposición a un berrocal contiguo (indicado con una flecha) que tiene un periodo de exposición mayor. En un plano posterior las colinas están formadas por rocas volcánicas. c) Aspecto general de los tors de Jumbo Rocks en la estación de JT. El granito en esta zona tiene poca superficie cubierta por pátinas, por lo que su color es anaranjado. d) Detalle del campamento de Jumbo Rocks desde lo alto de uno de los tors donde se midieron pilancones para la estación de JT.

En cada una de las dos zonas descritas se ha localizado una estación de medida de pilancones, la estación de Alabama Hills (AH) en el Owens Valley, y la estación de Joshua Tree (JT) en el Mojave Desert (Fig. 3.21). La estación de AH se sitúa a una altitud de 450 msnm ($36^{\circ}34,5'N$; $118^{\circ}5,8'W$), en las inmediaciones de la urbanización Alabama Hills a las afueras del pueblo de Lone Pine, en el County de Inyo. El emplazamiento comprende una serie de berrocales, plataformas, bloques y bolos aislados ente los barrancos de Tuttle Creek y Díaz Creek. Algunos de los bloques de la zona presentan flared slopes, lo que ha permitido la distinción de al menos dos periodos de exhumación. Los pilancones medidos se sitúan en las superficies anterior y posterior al último periodo de exhumación. Las superficies anteriores al primer episodio de exhumación reconocido son inaccesibles, al localizarse en partes culminantes de grandes bloques. El periodo de exhumación mas reciente coincide con la disección de los materiales coluviales locales por medio de los barrancos de cabecera del Tuttle Creek. Además, se observa que los bolos y bloques exhumados presentan una escasa presencia de pátinas, lo que les da un aspecto mucho más fresco. El contexto geomorfológico sugiere que el último periodo de exhumación es muy reciente, coincidente con la incisión de los barrancos en los abanicos. Por lo tanto,

la edad supuesta para la exposición de las plataformas del último periodo de exhumación se situaría en algún momento entre el final del Pleistoceno superior y comienzos del Holoceno. Las mediciones se llevaron a cabo en un área de diámetro inferior a 200 metros. Cabe destacar la escasez de pilancones en la zona, relaciona con la ausencia de superficies aplanadas por la gran profusión de bolos y formas redondeadas.

La estación de JT en el Mojave Desert se encuentra dentro del Parque Nacional de Joshua Tree, en el county de Riverside (33°59,5'N; 116°4,0'W). El emplazamiento se localiza a una altitud de a 1450 msnm en el campamento de Jumbo Rocks, un área afamada por su morfología granítica. El paraje comprende una llanura arenosa sobre la que resaltan tors de verticales paredes con decenas de metros de desnivel. También se reconocen plataformas rocosas, domos o pequeños bloques, así como multitud de bolos sobre las superficies anteriormente descritas. El diaclasado vertical de la roca y su progresiva alteración procura morfologías espectaculares en la zona. También cabe destacar la importancia de los tafonis en el modelado de detalle de muchos bloques. A pesar de que se han diferenciado niveles de flared slope, todas las medidas se realizaron en la parte culminante de tors, domos y bloques, por lo que no se pudieron realizar distinciones sobre las superficies de exhumación observadas. En cualquier caso la exhumación de los tors del Parque es cuaternaria, y se ha podido realizar en un periodo entre 500 ka y un millón de años (Trent y Hazlett, 2002). La extensión de la estación de medida de pilancones tiene un diámetro inferior a 500 metros.

4. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE PILANCONES

En este capítulo se presentan los datos de morfometría de los pilancones pertenecientes a las trece estaciones de medida incluidas en este trabajo. En cada estación se procede a la descripción de las características principales de las poblaciones y se desarrolla el análisis morfométrico. El análisis determina una descripción morfológica básica, las relaciones más significativas y termina identificando las subpoblaciones que pudieran existir en cada población basándose en todos los casos en las relaciones de profundidad. También se incluyen las descripciones generales de algunos elementos característicos, como la presencia de depósitos, interferencia con estructuras del sustrato, las relaciones entre cavidades con diversas fases de reactivación, así como las relaciones de pilancones pertenecientes a niveles expuestos en distintos episodios de exhumación.

4.1. Estación de Torres del Paine (TP)

Los pilancones de TP son morfologías poco evolucionadas, en sus primeros episodios de formación. Son pilancones pit y pan con las paredes verticalizadas en algunos casos, o con suaves desniveles en las formas de mayor tamaño. Los pilancones se desarrollan sobre bloques de una morrena, en cortes frescos de la roca en los que no se observan enclaves o fenocristales que favorezcan el inicio de las cavidades. Para su formación aprovechan las pequeñas irregularidades del sustrato o depresiones en zonas subhorizontales de los bloques (Fig. 4.1). Los pilancones de mayores dimensiones se originan a partir de la morfología previa del bloque, debido a la existencia de amplias concavidades en las que se acumula el agua. Por tanto, formas con mayor área están representando condiciones iniciales predeterminadas por el contexto, y no una mayor erosión lateral. Algunos de los pilancones presentan depósitos granulares en su fondo, siendo en todos los casos de carácter discontinuo o efímero. Ocasionalmente se observan fragmentos rocosos centimétricos que son claramente alóctonos y que deben haber caído desde zonas más altas o haber sido transportados por algún animal. En la zona no se reconocieron pilancones inactivos, y en ninguna de las cavidades se aprecia más de una fase de alteración.

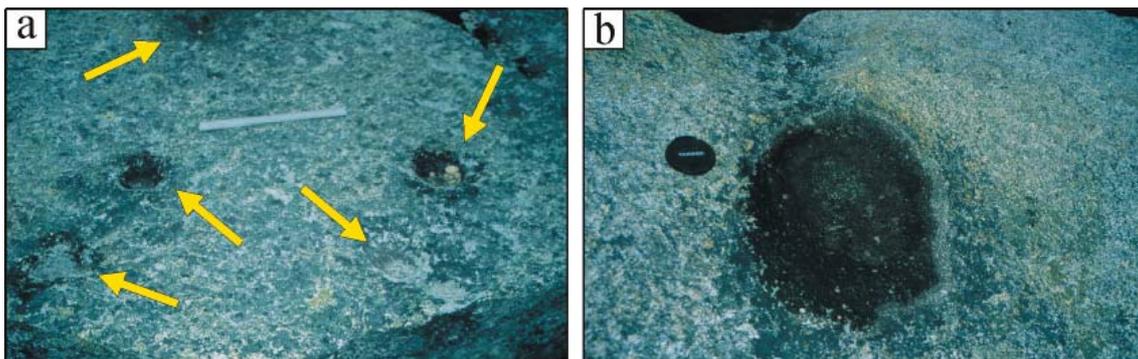


Figura 4.1. Fotografías de pilancones de la estación de TP. a) Bloque con numerosos pilancones de pequeñas dimensiones. La ubicación de los pilancones se ha resaltado con flechas amarillas. La regla de escala tiene 30 cm de longitud. Nótese la disparidad de depósitos entre las cavidades, desde la ausencia a la presencia de fragmentos rocosos alóctonos. b) Pilancón de mayores dimensiones producto de su desarrollo en una concavidad preexistente en el bloque.

La estación de TP cuenta con 16 pilancones medidos. Las formas son por lo general pequeñas (Tabla 4.1; Fig. 4.2), con diámetros máximos siempre por debajo de los 50 cm y con frecuencia entorno a los 10 cm. Las profundidades máximas son también

reducidas, siempre por debajo de los 10 cm. Los pilancones son redondeados, con unos pocos casos en los que se presenta una cierta elongación que viene determinada por la morfología de la depresión inicial en la que se desarrollan. La mayoría de las formas tienen un exutorio incipiente o no está claramente definido, pudiendo superar la altura mínima los 5 cm. El área es con diferencia la más reducida de entre las estaciones estudiadas, con un valor medio que no alcanza 1,5 dm². El volumen de roca erosionado en la mayoría de los pilancones es muy reducido (<0,5 L), a excepción de aquellas formas con mayores diámetros que en algunos casos pueden alcanzar unos pocos litros.

Tabla 4.1. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación TP. Las iniciales h y u indican la profundidad máxima y mínima respectivamente. El tamaño de la muestra es de 16 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	7,5	3,9	1,5
u (cm)	5,7	3,0	1,1
Longitud (cm)	45,0	13,9	6,0
Anchura (cm)	30,0	10,2	6,0
Área (dm ²)	10,6	1,5	0,3
Volumen (L)	4,2	0,6	0,1

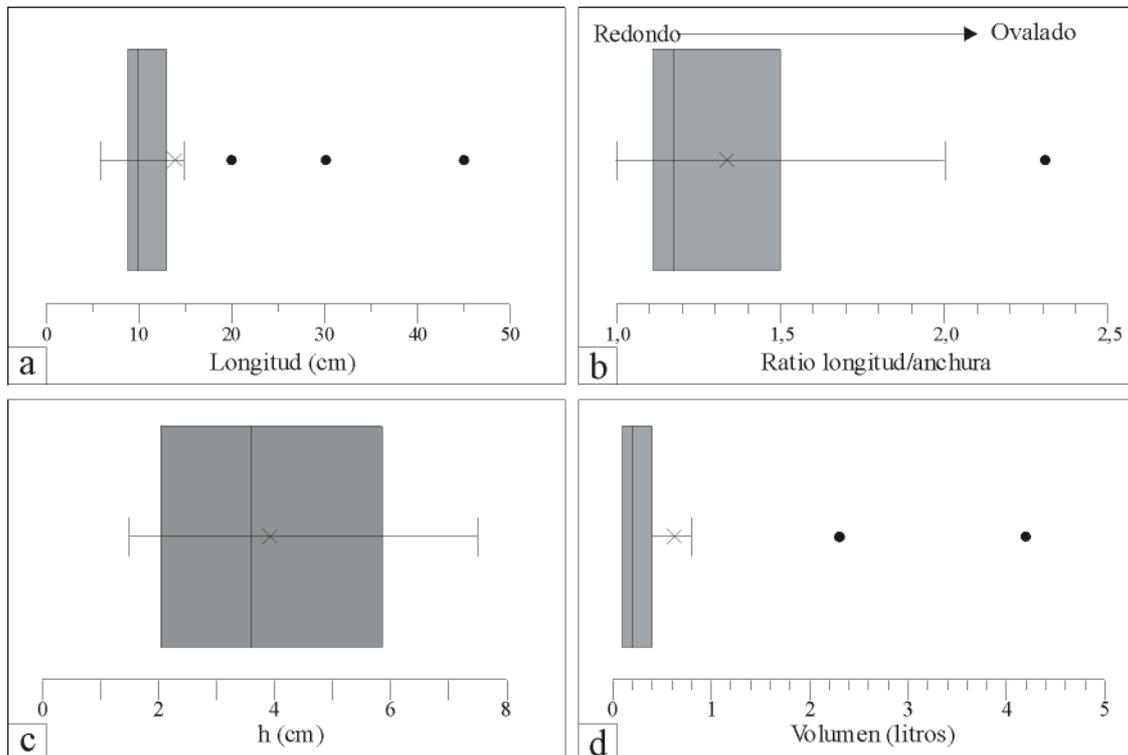


Figura 4.2. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de TP. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

El análisis multivariable indica una alta relación entre los parámetros de profundidad máxima y mínima así como entre anchura y longitud (Fig. 4.3). Como es lógico aquellos valores calculados a partir de otros tienen una considerable correlación, tal es el caso del área con la anchura y longitud, así como del volumen con el área, anchura y longitud. Cabe destacar la poca relación entre el volumen y la profundidad máxima, que también es utilizada en el cálculo. Las bajas correlaciones así como la falta de confianza en la

correlación indican la independencia entre las profundidades y los diámetros máximo y mínimo, el área, e incluso el volumen. El crecimiento mayoritariamente redondo o ligeramente ovalado de esta población esta acorde con la alta relación encontrada entre anchura y longitud, aunque el estrecho rango de tamaños disponibles dificulta la percepción visual de la relación. En los gráficos de dispersión de la parte inferior de la figura 4.3 se puede observar claramente la correlación lineal existente entre la profundidad máxima y mínima. La relación entre las profundidades es la más alta de las halladas entre las mediciones realizadas (descontando los parámetros estimados). Esto sugiere una dependencia entre ambos valores para esta estación.

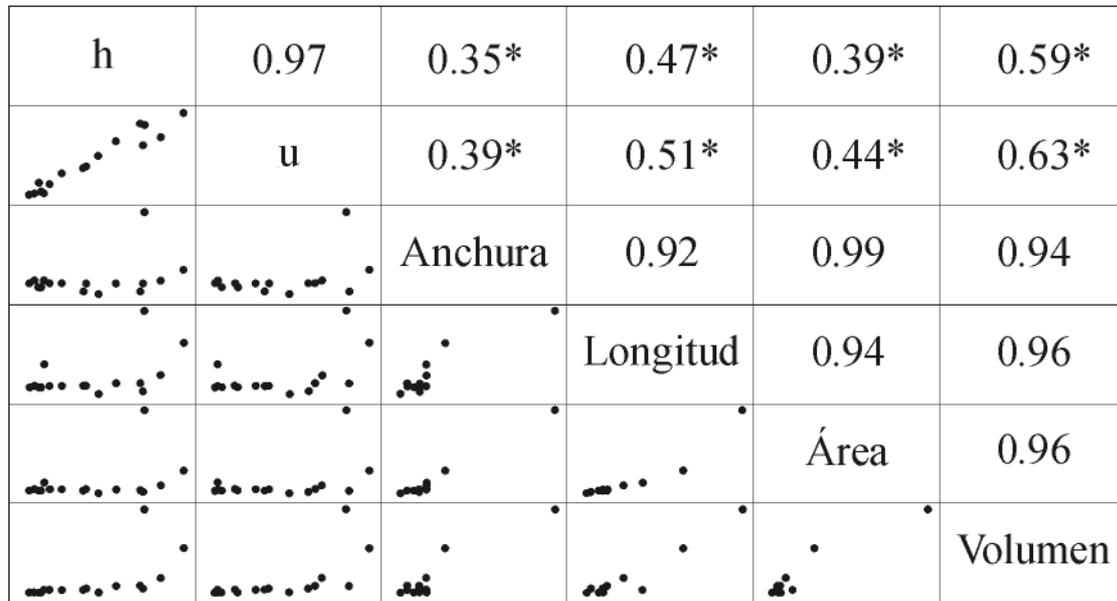


Figura 4.3. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de TP. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. El asterisco a la derecha de algunos coeficientes de correlación indica un bajo nivel de confianza (<90%).

Debido a la alta relación entre las profundidades, se ha utilizado la relación de profundidades (h/u) como valor para caracterizar la población de TP. La distribución de la relación de profundidad de la muestra se asemeja a una distribución normal, por lo que se ha procedido directamente al filtrado de la muestra, en el que sólo ha sido necesario eliminar un dato. La población de pilancones caracterizada por su relación de profundidad ha dado como resultado una sola población normal con un valor de $\delta = 1,33 \pm 0,07$, y una relación entre profundidades de $r^2 = 0,94$ (Tabla 4.2; Fig. 4.4). Esta estación es la única en la que se ha reconocido una sola población de pilancones. Por tanto, el carácter gaussiano descrito es especialmente significativo, ya que puede asumirse que subpoblaciones de otras estaciones pudieran presentar distribuciones geoméricamente similares. Además, es con diferencia la estación en la que la exposición de la edad de los pilancones es más reciente, por lo que el valor de δ es especialmente indicativo en la comparación con otras poblaciones.

Tabla 4.2. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de TP.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	15*	Si	0,103	>0,10	1,06 - 1,54	1,33 ± 0,07	0,942

* Tamaño de la muestra representativo al 99%.

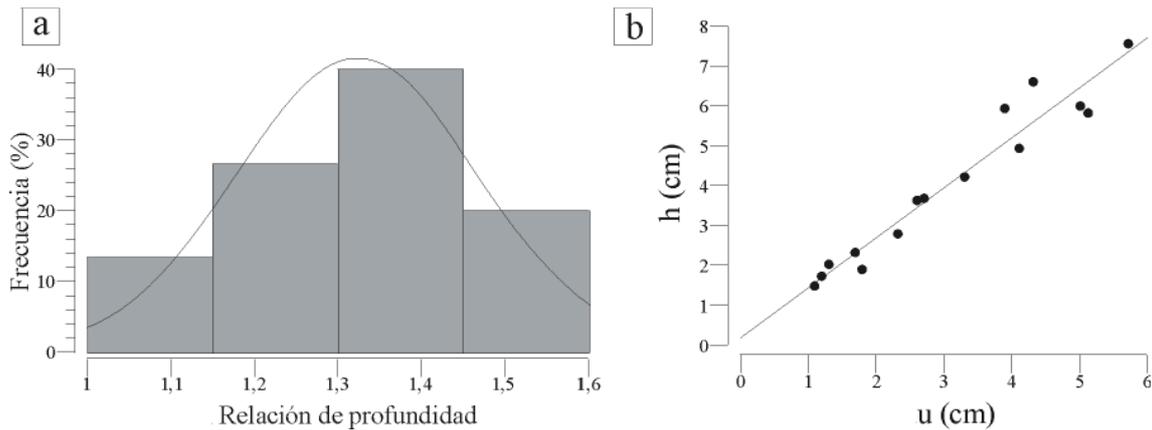


Figura 4.4. Distribución de la relación de profundidad y correlación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de TP. a) La muestra comprende una única distribución normal. b) La relación entre las profundidades máximas y mínimas presenta un elevado índice de correlación.

4.2. Estación de Big Stone (BS)

Los pilancones son una morfología muy común en las zonas culminantes de domos y plataformas rocosas en Big Stone (Fig. 4.5). La estación de BS está fuera del alcance de las aguas del Río Minnesota y las cavidades son diferentes de las desarrolladas en los afloramientos inferiores afectados por crecidas, que suelen ser más redondeadas, con amplios surcos conectando las cavidades, incluso con pulidos. Las diferencias morfológicas de las cavidades incluidas en esta estación con las marmitas de gigante que se observan en la zona son evidentes, y no existe duda alguna de que son depresiones que han evolucionado en todo momento como pilancones. Los pilancones de BS suelen ser pit y pans, con sólo un 8 % de pilancones tipo sillón. Las paredes de las cavidades tienen mayoritariamente pendientes moderadas, aunque las paredes verticalizadas son frecuentes, especialmente en las morfologías de menor tamaño. Los contornos son tanto irregulares como de formas redondeadas u ovaladas. No obstante, no se observan pilancones afectados por fracturas u otras estructuras de la roca. Las irregularidades son debidas a condicionantes microtopográficos locales. Con frecuencia algunos pilancones presentan estrechos surcos que les comunican, que deben ser especialmente activos en periodos de lluvias y de deshielo. Los pilancones de menor tamaño con frecuencia están próximos entre sí y tienen tendencia a la convergencia de cavidades, aunque la coalescencia de formas sólo se ha reconocido en casos aislados. No se han reconocido pilancones inactivos, y sólo en un ejemplar se observaron dos fases de alteración distintas en la misma cavidad. Los depósitos en pilancones son comunes, cubriendo parcial o totalmente el fondo de algunas cavidades, aunque siempre de forma superficial. Los materiales de tamaño arenoso proceden claramente de la desagregación del sustrato. En los depósitos que cubren toda la superficie de las cavidades es apreciable también una fracción limoarcillosa, cuyo origen es imposible de evaluar a simple vista.

Las dimensiones de las cavidades son moderadas (Tabla 4.3; Fig. 4.6), con un diámetro máximo de un metro, aunque por lo general sólo en ocasiones son superiores a los 50 cm. La relación entre diámetro máximo y mínimo muestra que a pesar de la irregularidad de algunos contornos, la mayoría de las formas no son excesivamente alargadas. Las formas más redondeadas son aquellas de menor tamaño, lo que indica que la progresiva extensión lateral no es homogénea. No se observan direcciones predominantes en el eje de extensión máxima, sino que la expansión de las cavidades se debe a las condiciones

microtopográficas de cada cavidad. Las profundidades máximas son inferiores a los 10 cm excepto en unos pocos casos, estando las profundidades mínimas por lo general por debajo de los 4 cm. Los exutorios son moderados o incipientes, pero están bien definidos en muchas de las cavidades. Sin embargo, los pilancones de menor tamaño no presentan todavía exutorio, y el lugar de evacuación preferente no es un elemento claramente erosivo. El área de las cavidades es sustancialmente mayor que en la estación de TP, con un valor medio superior a los 5 dm². El volumen de las cavidades es superior a 1 litro en la mitad de los ejemplares medidos, con valores generalmente inferiores a 10 litros a excepción de unos pocos pilancones.

Tabla 4.3. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación BS. El tamaño de la muestra es de 85 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	19,0	5,0	2,3
u (cm)	8,8	2,8	1,2
Longitud (cm)	100,0	29,3	8,0
Anchura (cm)	65,0	17,9	7,0
Área (dm ²)	65,0	5,8	0,4
Volumen (L)	32,5	2,7	0,1

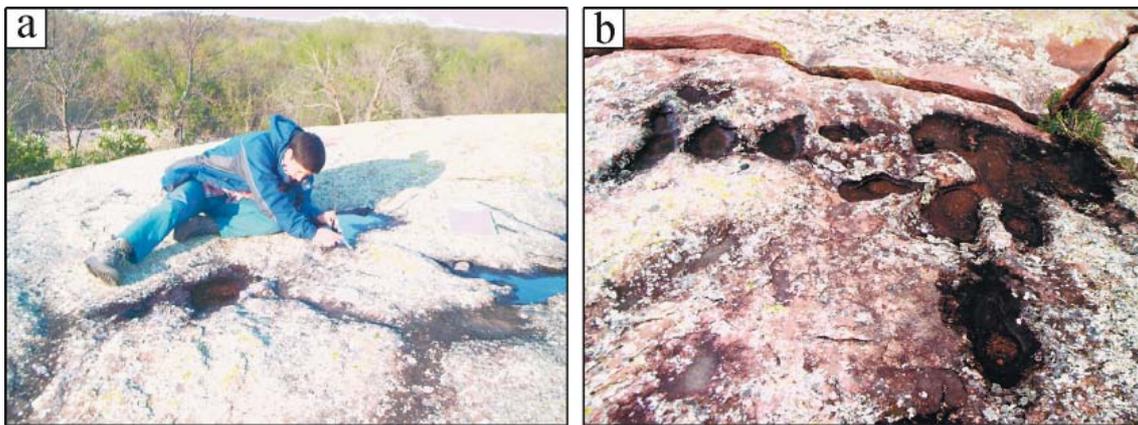


Figura 4.5. Fotografías de pilancones de la estación de BS. a) Pilancones irregulares conectados por pequeños surcos. b) Pilancones de pequeño tamaño con contornos redondeados. Nótese la presencia de depósitos producto de la degradación del pilancón en algunas de las cavidades.

El análisis multivariable muestra una elevada correlación entre las profundidades máximas y mínimas, entre anchura y longitud, así como entre los valores interdependientes (Fig. 4.7). En consecuencia, el área es dependiente de la anchura y longitud. Por su parte, el volumen es dependiente de la anchura, longitud, área y profundidad máxima; que pese a ser el valor menos influyente tiene mayor relevancia que en la estación de TP. Gráficamente se observa una marcada relación entre anchura y longitud, aunque la dispersión de algunos pilancones es considerable. Esto está en consonancia con la existencia de algunos pilancones con ratios de longitud/anchura elevados mostrados en la figura 4.6b. La relación de profundidad tiene una relación lineal aunque presenta una marcada heterocedasticidad (aumenta la dispersión al aumentar la variable). Esto es debido a la mezcla de poblaciones, ya que se observa claramente la excelente relación lineal homocedástica al individualizar las diferentes pendientes correspondientes a distintas subpoblaciones. Incluso sin separar las poblaciones se observa que la relación entre profundidades es el parámetro con mayor dependencia entre las mediciones directas. Por lo tanto, la relación de profundidad sigue siendo un parámetro adecuado para la caracterización morfométrica de la población.

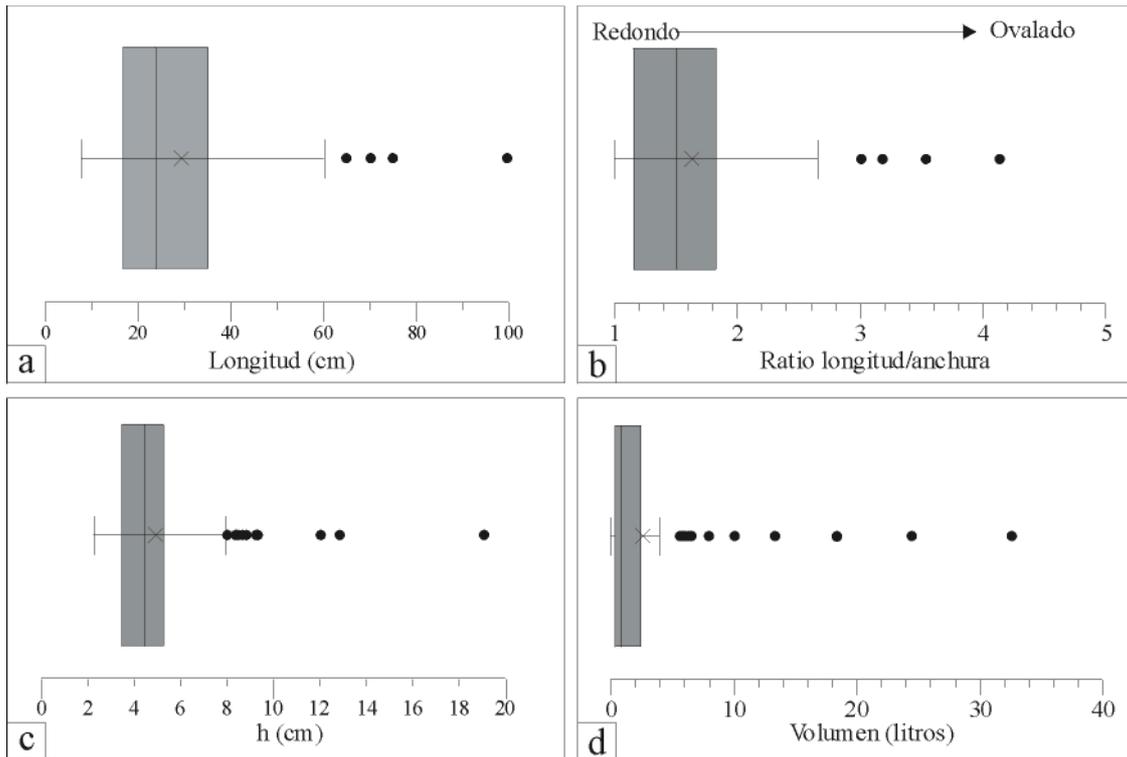


Figura 4.6. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de BS. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

h	0,89	0,50	0,51	0,42	0,72
	u	0,49	0,47	0,40	0,64
		Anchura	0,80	0,89	0,84
			Longitud	0,86	0,79
				Área	0,90
					Volumen

Figura 4.7. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de BS. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza >90%.

El histograma de las relaciones de profundidad de la estación BS tiene un carácter asimétrico y no puede asimilarse a una distribución normal con un nivel de confianza del 95% (Fig. 4.8). Sin embargo, un análisis más detallado de las frecuencias permite separar

la muestra en tres distribuciones normales (Tabla 4.4; Fig. 4.8). Una vez realizado el filtro de la serie de datos, solamente dos pilancones han sido eliminados. La correlación entre las profundidades una vez separadas las subpoblaciones son excelentes ($r^2 > 0,95$), y en los tres casos las poblaciones tienen un tamaño de muestra más que suficiente para caracterizar cada subpoblación. Las tres subpoblaciones se ven caracterizadas por valores de δ que oscilan entre 1,5 y 2,5. La población δ_1 , que cuenta casi con 50 datos, tiene un excelente ajuste a la distribución normal, lo que apoya la idoneidad de esta operación. Por su parte, las distribuciones δ_2 y δ_3 a pesar de contar con un menor número de datos, satisfacen adecuadamente los requisitos del ajuste. El pilancon que presenta dos fases de degradación de la cavidad pertenece a la población de δ_3 .

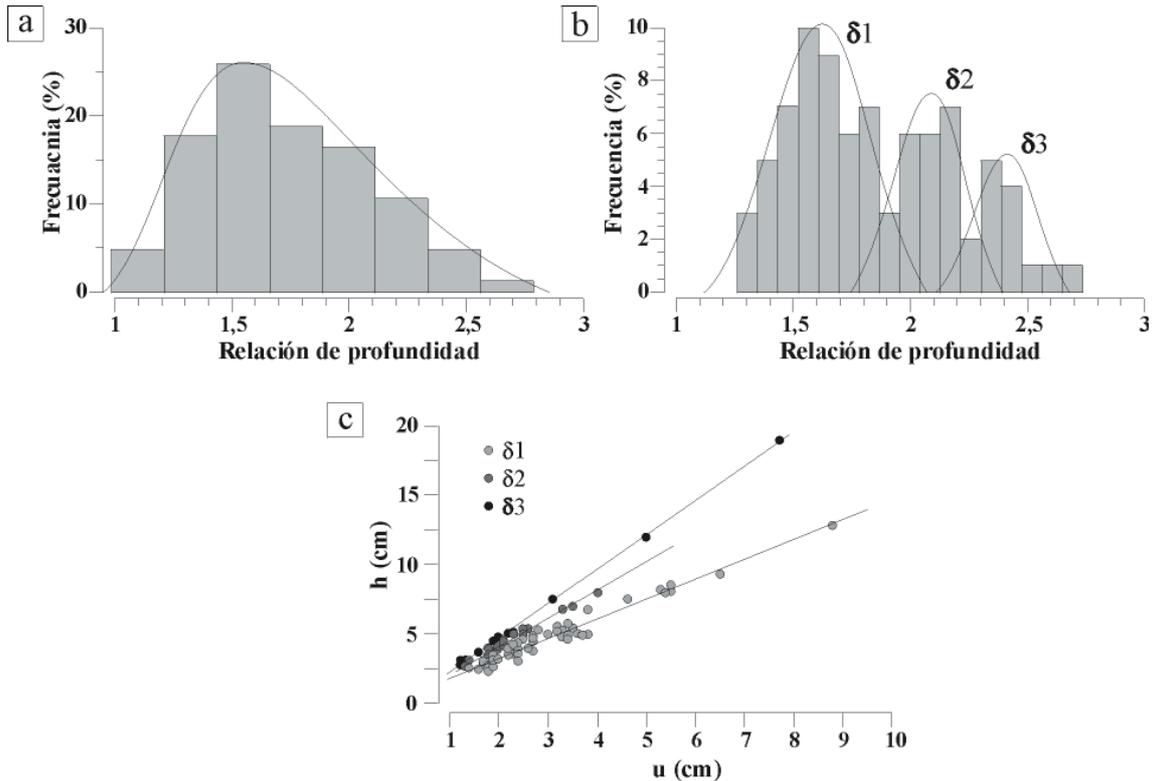


Figura 4.8. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de BS. a) Histograma mostrando la distribución asimétrica de la muestra. b) Histograma mostrando las tres subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las tres subpoblaciones. Adviértase que el valor de δ indica la pendiente de la recta en cada subpoblación.

Tabla 4.4. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de BS.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	49*	Si	0,079	>0,10	1,28 - 1,89	1,60 ± 0,05	0,958
δ_2	21*	Si	0,127	>0,10	1,94 - 2,22	2,09 ± 0,04	0,988
δ_3	13*	Si	0,178	>0,10	2,26 - 2,67	2,42 ± 0,08	0,996

* Tamaño de la muestra representativo al 99%.

4.3. Estación de Djupvasshytta (DJ)

Los pilancones de la estación DJ son claramente morfologías erosivas producto de la erosión subaérea (Fig. 4.9). Su localización en un valle en forma de “U” continuidad del Fiordo de Giranger revela la naturaleza erosiva del emplazamiento, que impide la preservación de morfologías previas a la glaciación. La situación de las formas en un pequeño domo elevado, así como la buena preservación de estrías glaciares, muestran que el flujo subglaciar de agua en la zona no produjo erosión significativa. Tanto el contexto, como las evidencias morfológicas, indican que los flujos turbillonares de las aguas de deshielo no influyeron en la formación de ninguna de estas morfologías. No existen enclaves o agregados minerales en la roca que favorezcan el inicio de las cavidades. Los pilancones parecen desarrollarse en pequeñas irregularidades de la roca, o depresiones generadas durante la erosión del glaciar. Sin embargo, con frecuencia el crecimiento del pilancón ha borrado la irregularidad a favor de la cual comenzó a desarrollarse, situándose en zonas culminantes del sustrato. Los pilancones medidos pueden clasificarse como pans o pequeños pit en todos los casos. Las paredes tienen pendientes moderadas a excepción de unos pocos casos en cavidades de pequeño tamaño. No se han encontrado pilancones inactivos, y sólo un pilancón presenta dos fases de alteración. Los depósitos son frecuentes, cubriendo superficialmente algunas de las cavidades. Sólo en algunos casos la profundidad del depósito superaba el centímetro, pero estas formas no han sido medidas.

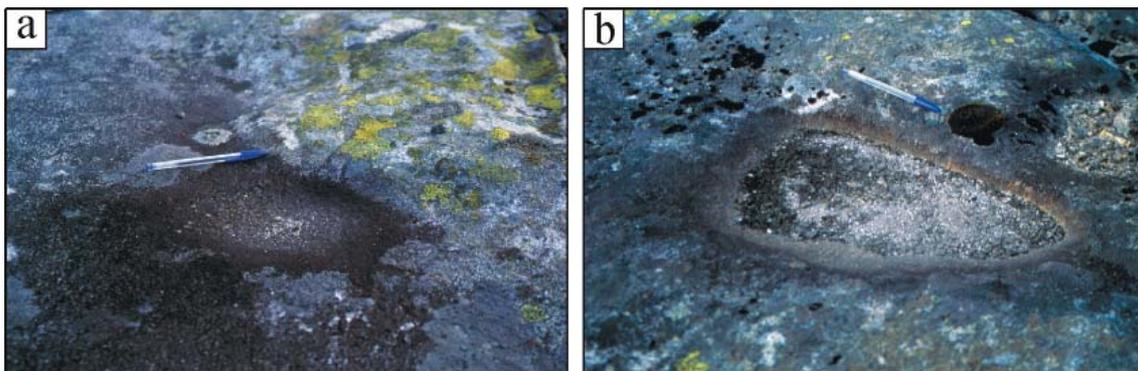


Figura 4.9. Fotografías de pilancones de la estación de DJ. a) Los pilancones de pequeño tamaño con escasos depósitos son frecuentes. b) Otros pilancones alcanzan dimensiones de varios decímetros de diámetro y pueden llegar a acumular depósitos cubriendo todo su lecho, o carecer de ellos por completo. Nótese los restos de materia orgánica entre los detritos.

Tabla 4.5. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación DJ. El tamaño de la muestra es de 30 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	6,5	3,0	1,5
u (cm)	5,7	2,2	1,2
Longitud (cm)	60,0	26,8	50,0
Anchura (cm)	55,0	19,2	5,0
Área (dm ²)	25,9	5,0	0,3
Volumen (L)	9,5	1,3	0,1

Las dimensiones de las cavidades son moderadas, con diámetros máximos entorno al medio metro (Tabla 4.5; Fig. 4.10). Los diámetros medios se sitúan entre 20 y 30 cm, aunque los pilancones inferiores a 10 cm siguen siendo habituales. La relación entre longitud y anchura indica morfologías generalmente redondeadas, con ratios medios por

debajo de 1,5. Las profundidades máximas son muy modestas, con valores medios de 3 cm, y en ningún caso por encima de los 7 cm. Por su parte, las profundidades mínimas no son muy bajas, lo que proporciona unas relaciones de profundidad próximas a la unidad en prácticamente todos los casos. El área media de las cavidades es de 5 dm², muy similar al encontrado en la estación de BS. El volumen medio de los pilancones es superior al litro, favorecido por los ejes decimétricos, aunque el volumen máximo no alcanza los 10 litros. En general, los pilancones medidos tienen un estrecho margen de variabilidad en comparación a otras poblaciones, lo que da un aspecto bastante homogéneo a la muestra.

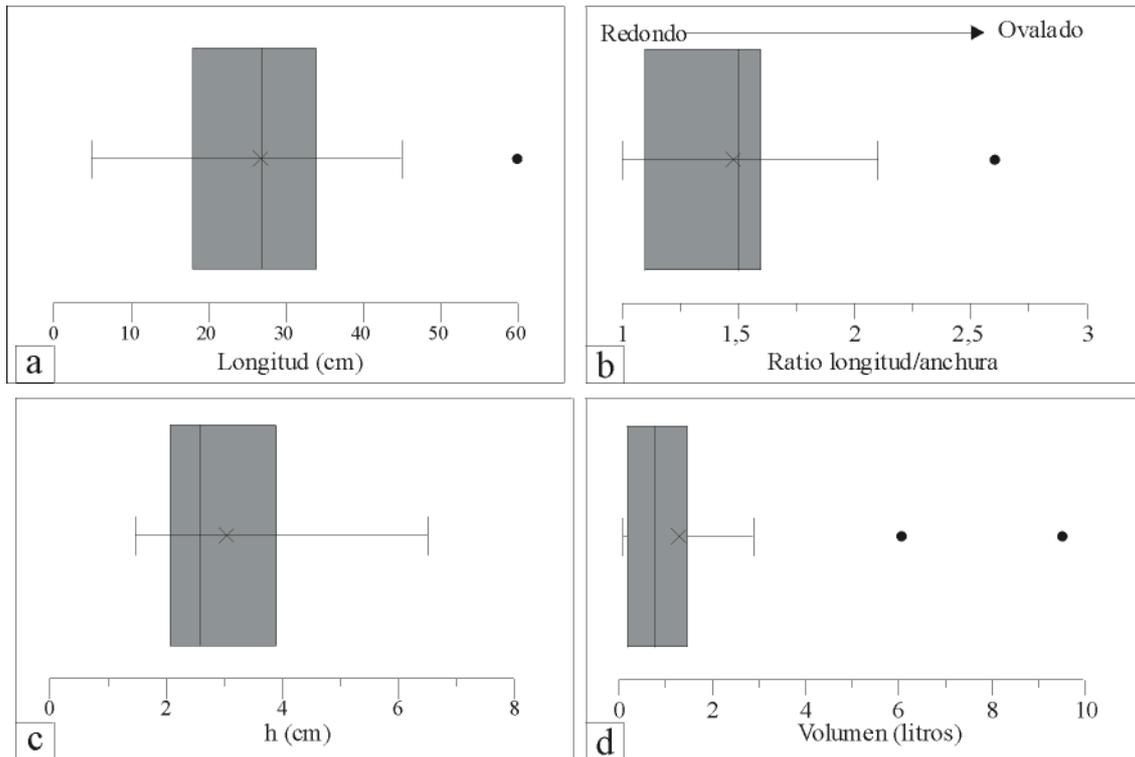


Figura 4.10. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de DJ. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

El análisis multivariable muestra una excelente correlación entre profundidades máximas y mínimas, entre la longitud y anchura, así como entre los parámetros interdependientes (Fig. 4.11). En el resto de variables las correlaciones alcanzadas son más elevadas que en otras estaciones, aunque la tendencia general se mantiene. Cabe destacar, no obstante, la considerable dependencia de la profundidad en el volumen, que pese a su utilización para el cálculo suele ser de escasa relevancia. La elevada correlación entre longitud y anchura esta acorde con los contornos bien redondeados de la mayoría de las cavidades y el bajo valor medio de la relación longitud anchura. Gráficamente las relaciones no son tan obvias entre algunos parámetros. Las relaciones gráficas lineales o ligeramente asintóticas son evidentes entre los parámetros habituales, profundidades, ejes máximos y mínimos y sus asociaciones con áreas y volúmenes. Sin embargo, las relaciones entre profundidades y el resto de variables, a excepción del volumen muestran una amplia dispersión. La relación de profundidades tiene el mayor índice de correlación entre los parámetros no interdependientes, y su alto valor sigue indicando la considerable dependencia entre los parámetros.

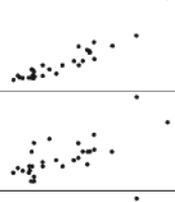
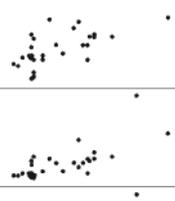
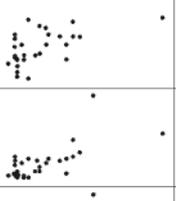
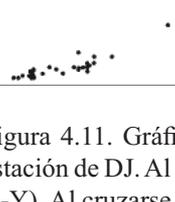
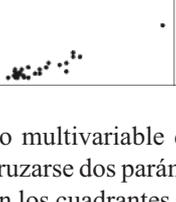
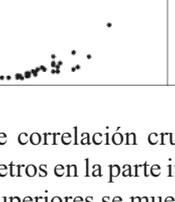
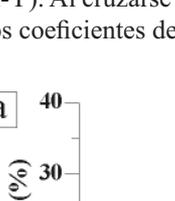
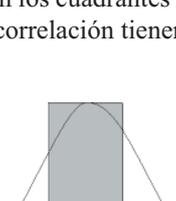
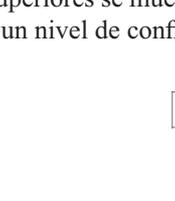
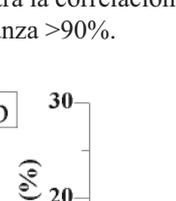
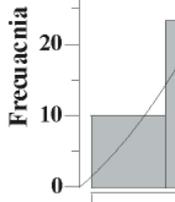
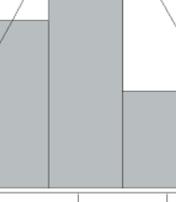
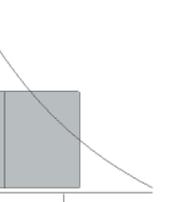
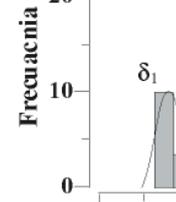
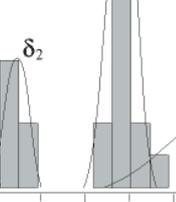
h	0,94	0,74	0,71	0,75	0,81
	u	0,69	0,61	0,70	0,79
		Anchura	0,90	0,95	0,89
			Longitud	0,87	0,78
				Área	0,97
					Volumen

Figura 4.11. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de DJ. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza $>90\%$.

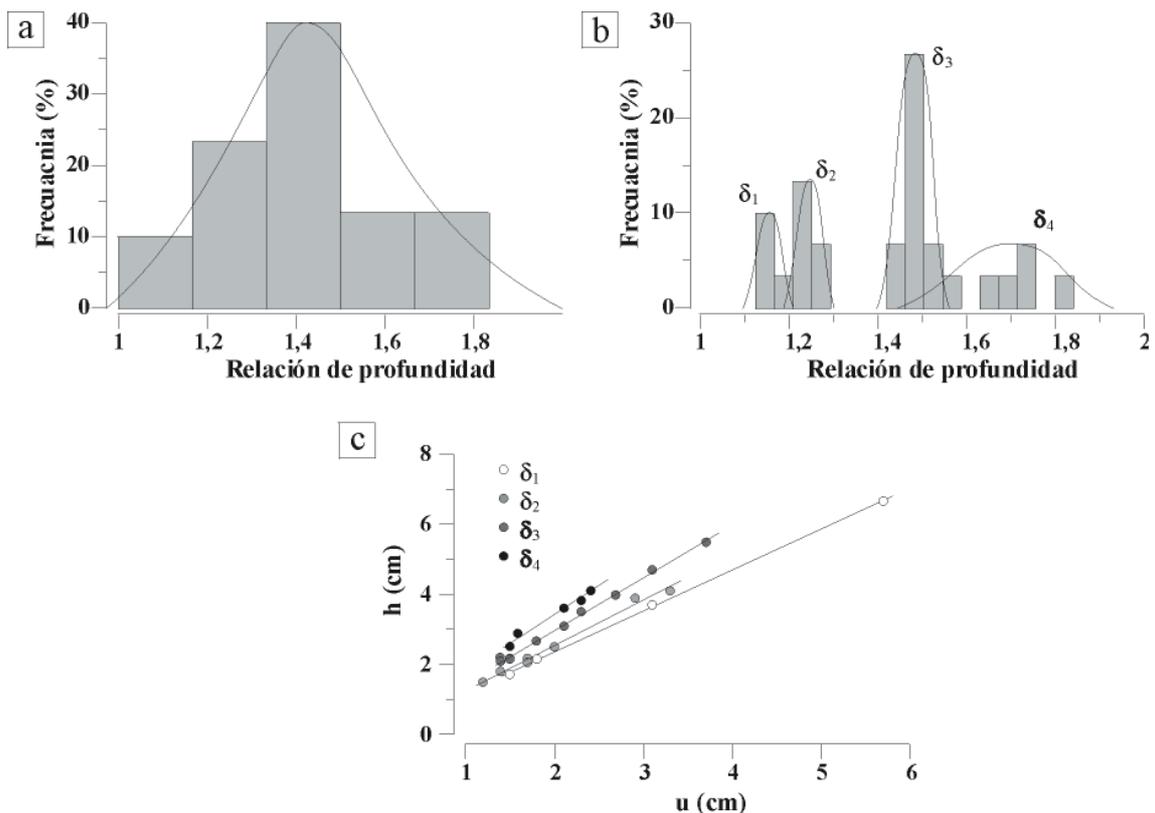


Figura 4.12. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de DJ. a) Histograma mostrando la distribución ligeramente asimétrica de la muestra. b) Histograma mostrando las cuatro subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las cuatro subpoblaciones.

La relación de profundidad muestra una distribución bastante simétrica, aunque no puede considerarse normal bajo un nivel de confianza del 95%. Un análisis más detallado de las frecuencias, revela la existencia de cuatro subpoblaciones que sí cumplen un carácter normal (Tabla 4.6; Fig. 4.12). En los cálculos para establecer las subpoblaciones se han eliminado dos valores tras el proceso de filtrado. Los valores de δ obtenidos están contenidos en un estrecho margen, con valores muy bajos, todos ellos por debajo de 2. El escaso tamaño de la muestra recabada para esta estación, hace que dos de las subpoblaciones definidas tengan una representatividad inferior al 95%. No obstante, el porcentaje de ejemplares en ambas subpoblaciones es superior al 10%. La subpoblación con mayor porcentaje de datos no se sitúa en los valores de δ más bajos, sino que esta representada por el δ_3 . Como en anteriores ocasiones, las subpoblaciones muestran un adecuado ajuste a distribuciones normales pese a la escasa representatividad de algunos tamaños de muestra. Los índices de correlación (r^2) en las relaciones de profundidad entre cada subpoblación son excelentes, siempre por encima de 0,97. Esto indica una elevada dependencia entre profundidades y la idoneidad de los valores de δ para la caracterización de la población. Un detalle llamativo es la irregular distribución de los valores de δ según el eje de relación de profundidad. Las subpoblaciones no son equidistantes y hay importantes ausencias en determinados ratios de profundidad. Además, las varianzas pueden ser muy distintas, y las subpoblaciones pueden concentrarse en estrechos rangos del ratio de profundidad o abarcar amplios intervalos. Adviértase que en todas las estaciones, el histograma de las figuras en las que se muestran las subpoblaciones sólo se representan los valores filtrados. El pilancón que ha preservado dos fases de alteración pertenece a la subpoblación δ_4 .

Tabla 4.6. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de DJ.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	4***	Si	0,208	>0,10	1,13 - 1,17	1,15 ± 0,03	0,999
δ_2	8*	Si	0,262	>0,10	1,24 - 1,34	1,28 ± 0,04	0,989
δ_3	10*	Si	0,271	>0,10	1,48 - 1,52	1,50 ± 0,01	0,999
δ_4	6**	Si	0,218	>0,10	1,57 - 1,81	1,69 ± 0,08	0,973

* Representatividad del tamaño de la muestra al 98%. ** Tamaño de la muestra representativo al 97%. *** Tamaño de la muestra representativo al 94%. **** Tamaño de la muestra representativo al 85%.

4.4. Estación de Lagoa Redonda (LR)

La estación de LR se encuentra en lo alto de una roca aborregada dominante sobre su entorno. La localización del emplazamiento tiene dos connotaciones muy significativas, por un lado el carácter erosivo del glaciar en ese punto, y por otro lado la dificultad para la circulación de las aguas subglaciares en una zona elevada. Es por ello que sea imposible la preservación de microformas previas a la glaciación y al mismo tiempo muy improbable la formación de depresiones por la acción fluvioglaciaria en este punto. Las morfologías observadas así lo constan, con cavidades que en ningún caso indican una dinámica fluvial, y que sugieren un desarrollo por alteración superficial de la roca a lo largo de toda su evolución. La roca presenta una marcada alineación de enclaves, sin embargo, no parece que el origen de las cavidades se relacione directamente con agregados cristalinos. Las depresiones parecen estar ligadas a irregularidades del terreno, pequeñas depresiones dejadas por la acción glaciaria, o formadas por la ocasional alteración o desagregación diferencial de la roca. La apariencia de los pilancones de esta estación muestra un considerable grado de evolución (Fig. 4.13), aunque la existencia de pilancones inactivos

es inusual. Todo ello esta acorde con una superficie expuesta desde hace miles de años, pero que no ha alcanzado aún un estado evolutivo senil en sus pilancones más antiguos. La mayoría de las cavidades son pits y pans, aunque se ha incluido un 14% de pilancones tipo sillón. Las paredes de los pilancones están verticalizadas en buena parte de la muestra, un tercio de los ejemplares medidos. Sólo en una de las cavidades medidas se ha preservado un perfil escalonado, indicando la existencia de al menos tres fases de meteorización. Los depósitos son frecuentes en muchas de las depresiones, independientemente del tamaño. Pueden aparecer como finos mantos recubriendo el fondo, cuando son menos abundantes formando parches, o en los casos de menor abundancia como granos diseminados. De igual forma muchos pilancones aparecen desprovistos por completo de componente detrítico alguno.

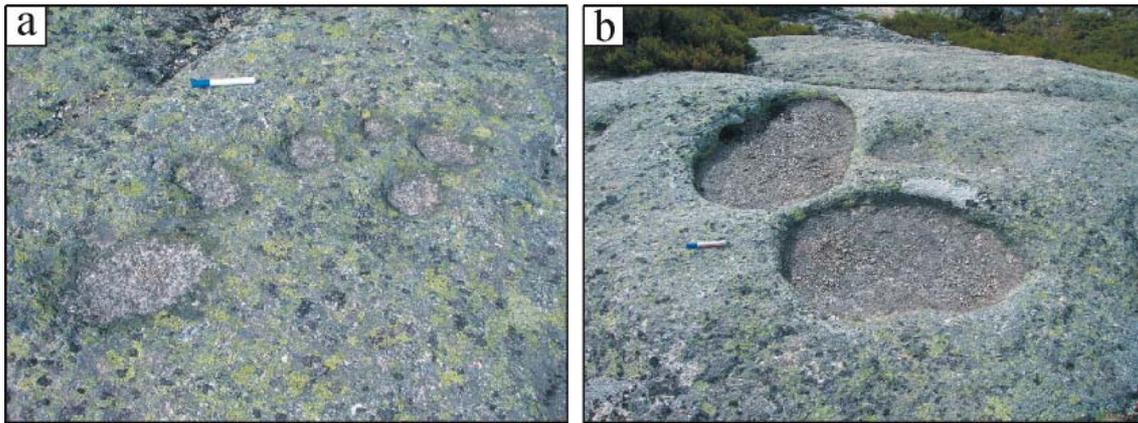


Figura 4.13. Fotografías de pilancones de la estación de LR. a) Grupo de pequeños pilancones en los que se observa que el exutorio es inexistente o incipiente en las formas menos evolucionadas. b) Pilancones de tamaño medio en la estación de LR. Con frecuencia, a pesar de las mayores dimensiones de las cavidades los exutorios no son pronunciados elementos erosivos del contorno de la microforma, sino amplias zonas de desagüe. No obstante, los exutorios con zona de drenaje más angosta no son infrecuentes en la estación.

Tabla 4.7. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación LR. El tamaño de la muestra es de 100 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	14,5	5,8	2,3
u (cm)	6,3	2,9	1,5
Longitud (cm)	225,0	41,4	10,0
Anchura (cm)	110,0	30,7	9,0
Área (dm ²)	194,3	14,4	0,7
Volumen (L)	116,6	9,7	0,1

Las dimensiones de los pilancones son superiores a las de estaciones anteriores, con diámetros máximos generalmente de varios decímetros (Tabla 4.6; Fig. 4.14). La longitud media supera los 40 cm, existiendo varios casos que superan el metro. El perímetro es habitualmente redondeado, con buena parte de las cavidades adoptando ratios entre longitud y anchura inferiores a 1,5. La profundidad máxima no alcanza los 15 cm, mientras que los valores más habituales se sitúan entorno a los 5 cm. Las profundidades mínimas tienen valores sustancialmente inferiores. Los exutorios son poco evidentes en las morfologías de menor tamaño, siendo progresivamente más significativos. En la mayoría de los casos no representan un profundo surco en el punto de desagüe, sino un amplio rebajamiento del lugar de evacuación. No obstante, existen notorias excepciones, caso aparte por su puesto de los pilancones tipo sillón. El área prácticamente triplica el de estaciones como BS o DJ, con un valor medio próximo a los 15 dm². El volumen de

las depresiones es muy variable en función de amplio rango de diámetros registrado. Los valores medios están entorno a los 10 litros, siendo frecuente volúmenes de varias decenas de litros, mientras que en un caso particular se han llegado a superar los 100 litros.

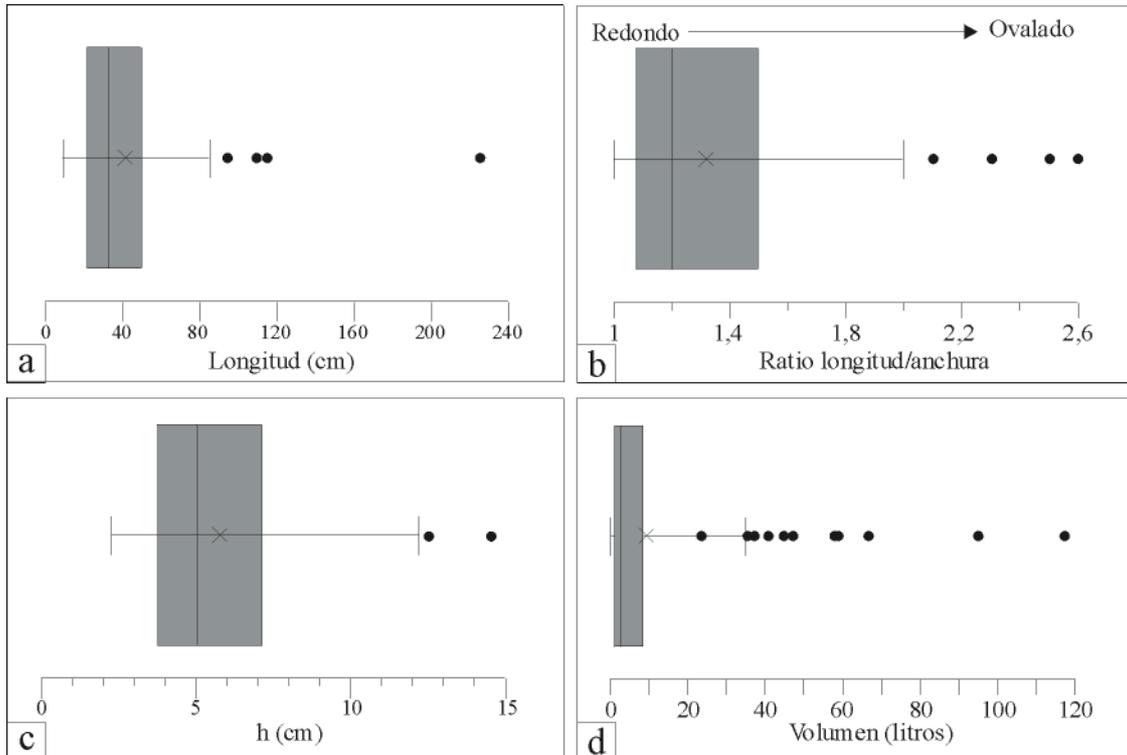


Figura 4.14. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de LR. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

De manera excepcional se han realizado una serie de medidas en la orientación de la fábrica de la roca así como en el diaclasado, para ver si tienen alguna influencia en la orientación de los pilancones ovalados. En el campo no se observa de forma generalizada relación en la expansión de las cavidades con dichos elementos, aunque por supuesto siempre se han reconocido casos aislados. La elección de esta estación viene determinada por la marcada orientación de fenocristales de feldespatos, lo cual pudiera condicionar el crecimiento de las depresiones. Para evitar un amplio error en la orientación del eje mayor de los pilancones sólo se ha medido la orientación de aquellas formas con un claro eje principal, evitando las formas bien redondeadas. La distribución de orientaciones en los pilancones tiene como principal rasgo la orientación casi arbitraria de las cavidades, con un amplio rango de distribución (Fig. 4.15). No obstante, hay dos direcciones que acumulan un mayor número de mediciones: SW-NE y NW-SE. Por el contrario, el rango de orientaciones de los fenocristales, así como el de las diaclasas es muy restringido. Los fenocristales se desarrollan principalmente entre $N120^{\circ} E$ y $N145^{\circ} E$, y las diaclasas comprenden un par de direcciones ortogonales, $N25^{\circ} E - N45^{\circ} E$ y $N115^{\circ} E - N145^{\circ} E$. La orientación SW-NE de los pilancones se centra entorno a $N50^{\circ} E$, por lo que no coincide exactamente con la dirección del diaclasado. Por su parte, la orientación NW-SE tiene un amplio rango, desde $N105^{\circ} E$ a $N170^{\circ} E$, lo que engloba la orientación de fenocristales así como la otra dirección del diaclasado. Aunque existe una cierta similitud en las orientaciones, la amplia dispersión, la falta de coincidencia en la dirección exacta, y la existencia de medidas en todas las direcciones parece indicar que la existencia de dichos

elementos no es determinante en la orientación de las cavidades. Sin embargo, no se puede decir que la expansión lateral de las depresiones sea completamente aleatoria en todos los casos, ya que sí se ha observado su influencia de forma aislada, hecho que queda patente en su rosa de los vientos. Con los datos disponibles y apoyados en las observaciones de campo se puede apuntar que: la expansión lateral de cavidades se produce generalmente de forma aleatoria, aunque tanto el diaclasado como la fábrica cristalina pueden ser muy significativos en determinados casos.

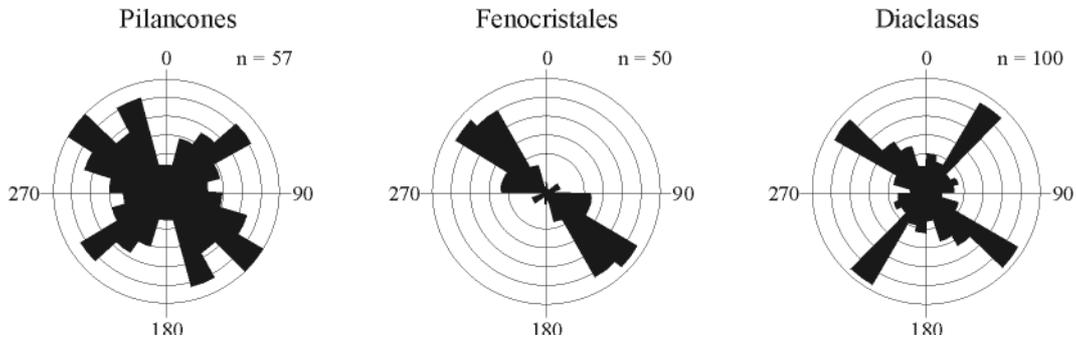


Figura 4.15. Rosas de los vientos mostrando la distribución de orientaciones del eje de máxima longitud de pilancones, eje principal de fenocristales de feldespato en el granito, y diaclasas en el emplazamiento de Lagoa Redonda.

h	0,77	0,66	0,59	0,51	0,67
	u	0,59	0,56	0,47	0,56
		Anchura	0,91	0,87	0,89
			Longitud	0,94	0,88
				Área	0,92
					Volumen

Figura 4.16. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de LR. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza >90%.

El análisis multivariable muestra un esquema similar al de otras estaciones, aunque con ciertas peculiaridades (Fig. 4.16). La relación longitud anchura tiene un alto grado de relación, al igual que los parámetros dependientes de ellos: área y volumen. La relación entre profundidad máxima y mínima es alta, pero sustancialmente inferior a la encontrada en otras estaciones. La relación entre las profundidades y el resto de parámetros es menor, como era de esperar. Gráficamente se observa la amplia dispersión entre aquellos parámetros que muestran grados de correlación bajos. Las relaciones son lineales a ligeramente curvas entre los parámetros de mayor grado de afinidad. En el caso particular

de la relación entre profundidad máxima y mínima es llamativo la fuerte dispersión de datos conforme aumentan los valores. La forma en abanico del gráfico es la responsable del menor índice de correlación con respecto a otras poblaciones. Esta dispersión de valores es típica de poblaciones mixtas compuestas por varias subpoblaciones, como sugiere la existencia de varios episodios de alteración en una de las cavidades.

La relación de profundidad de la estación de LR muestra una distribución claramente asimétrica con ratios de profundidad inferiores a 4,5 (Fig. 4.17). El histograma representa una distribución que no puede considerarse normal con un nivel de confianza del 95%. Al realizar un estudio pormenorizado de las frecuencias se observa como la relación de profundidad se agrupa en ciertos valores, por lo que se procede a testar su comportamiento como distribuciones normales. Se han identificado seis subpoblaciones de carácter normal (Tabla 4.8; Fig. 4.17). Durante el proceso de filtrado, solamente dos pilancones fueron eliminados; ambos presentan valores aislados con una alta relación de profundidad. La representatividad del tamaño de muestra de las subpoblaciones es superior al 95% excepto para δ_6 que es del 91%. Los valores de delta en las subpoblaciones se distribuyen de forma bastante regular entre 1,34 y 3,35. La existencia del abultado número de subpoblaciones, es la responsable de la menor correlación entre profundidades para el total de la muestra en comparación con estaciones previas. Una vez separadas las subpoblaciones se observa que los índices de correlación entre profundidades son muy elevados, en general por encima de 0,90. El δ que acapara mayor frecuencia de pilancones es δ_2 , con prácticamente el doble de ejemplares que el siguiente δ . Es llamativo el importante salto de frecuencia que existe entre δ_4 y δ_5 , que representa una repentina disminución en el número de ejemplares, disminuyendo a la mitad el número de observaciones. El pilancón que presenta al menos tres fases de degradación de su cavidad pertenece a la subpoblación δ_6 .

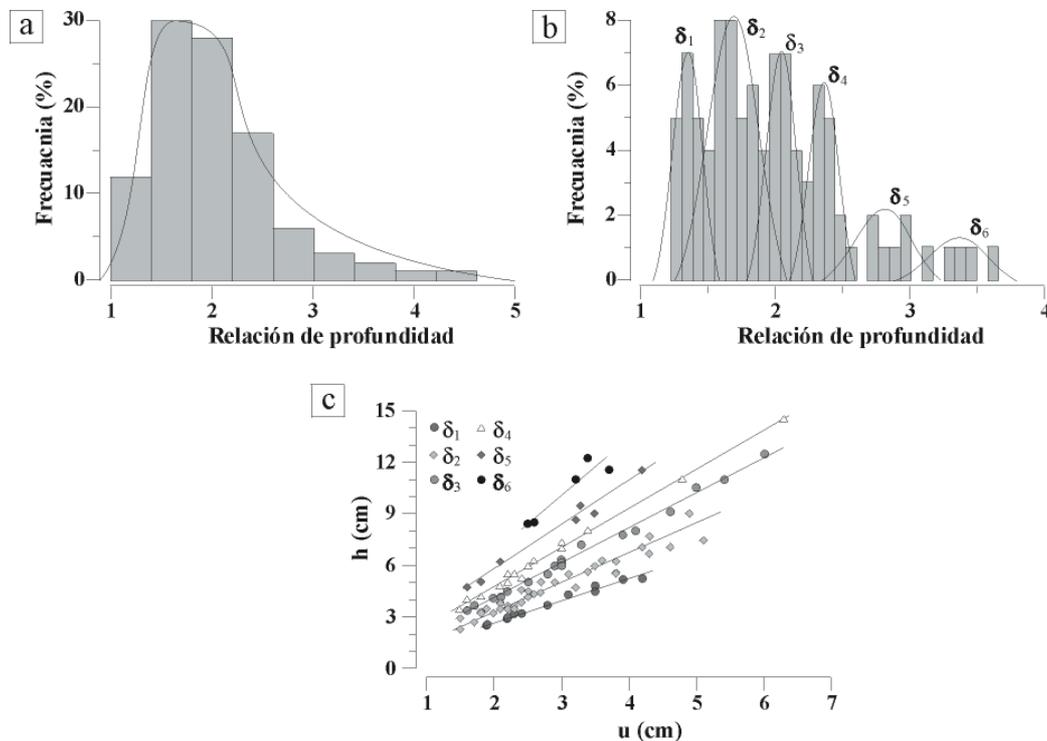


Figura 4.17. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de LR. a) Histograma mostrando la clara distribución asimétrica de la muestra. b) Histograma mostrando las seis subpoblaciones que componen la estación. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las seis subpoblaciones.

Tabla 4.8. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de LR.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	12*	Si	0,163	>0,10	1,26 - 1,39	1,34 ± 0,03	0,986
δ_2	38*	Si	0,078	>0,10	1,45 - 1,93	1,67 ± 0,05	0,937
δ_3	20*	Si	0,133	>0,10	1,95 - 2,18	2,05 ± 0,03	0,994
δ_4	16*	Si	0,120	>0,10	2,21 - 2,50	2,35 ± 0,05	0,996
δ_5	7**	Si	0,162	>0,10	2,57 - 2,95	2,79 ± 0,13	0,983
δ_6	5***	Si	0,120	>0,10	3,11 - 3,59	3,35 ± 0,22	0,875

* Representatividad del tamaño de la muestra >99%. ** Tamaño de la muestra representativo al 95%.

*** Tamaño de la muestra representativo al 90%.

4.5. Estación de Cural da Nave (CN)

La estación se localiza en un berrocal compuesto por numerosos bolos y bloques. El aspecto general del emplazamiento es el de un paraje sujeto a prolongados periodos de alteración, debido no sólo en la frecuencia de bolos y residuos de mantos de alteración, sino también por la presencia de dos niveles de flared slopes. Esto permite definir tres niveles distintos en los que los pilancones pueden desarrollarse. El nivel inferior (nivel 0), esta compuesto por estrechas plataformas adyacentes a los mantos de alteración, y representa el nivel de base actual. En él no se ha podido medir ninguna cavidad. Todos los pilancones de la estación se distribuyen de forma regular (48 y 52%) entre los residuales de los niveles superiores (niveles 1 y 2). Los pilancones de esta estación están bien desarrollados, las morfologías inactivas son muy frecuentes y el aspecto general es el de una población madura con diversos estados de desarrollo. Es frecuente que los pilancones preserven rasgos de anteriores fases de meteorización en las cavidades, por ejemplo con perfiles escalonados. Aunque lo más habitual en pilancones polifásicos es reconocer solamente dos fases, un ejemplar ha registraso al menos tres episodios distintos. Los pilancones son mayoritariamente pans y pits, aunque hay un considerable número de pilancones tipo sillón (17%). Las paredes de las cavidades están verticalizadas en la mayoría de los ejemplares (61%), debido a una mayor profundidad de las formas (Fig. 4.18). El origen de las cavidades no parece relacionarse a ninguna particularidad petrológica, contexto geomorfológico, ni conjunción de fracturas, simplemente parecen asociarse a depresiones aleatorias formadas por la alteración diferencial del sustrato. Como en estaciones anteriores, los depósitos se reconocen de forma habitual cubriendo total o parcialmente el fondo de las cavidades, mientras que otros pilancones carecen por completo de detrito alguno.

Tabla 4.9. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación CN. El tamaño de la muestra es de 100 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	60,0	16,0	3,0
u (cm)	13,0	5,4	1,5
Longitud (cm)	150,0	44,8	9,0
Anchura (cm)	140,0	36,2	8,0
Área (dm ²)	164,3	17,4	0,6
Volumen (L)	648,8	42,2	0,2

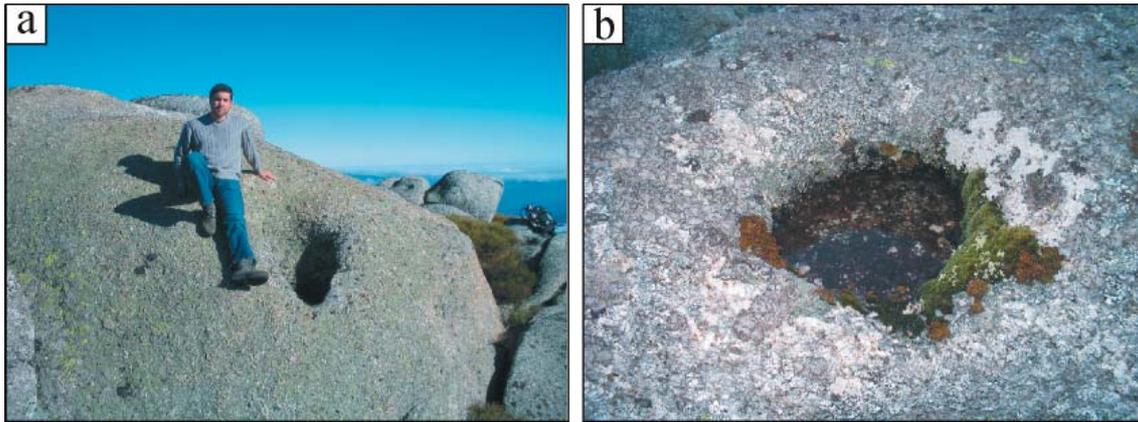


Figura 4.18. Fotografías de pilancones de la estación de CN. a) Los pilancones tipo sillón son abundantes en CN debido a la abundancia de bolos y bloques en la estación. b) La profundidad media de los pilancones de CN triplica a la de la estación de LR. Con frecuencia las paredes están verticalizadas o ligeramente zapadas como en este caso. El diámetro máximo de la cavidad es de 19cm.

Las dimensiones de los pilancones de esta estación son considerablemente superiores a los de estaciones previas (Tabla 4,9; Fig. 4.19). La longitud del eje principal de las cavidades no es muy diferente, con valores medios entorno a los 50 cm y máximos superiores a un metro. El ratio de longitud anchura es generalmente bajo, con medias entorno a 1,2 y solamente un valor superior a 2, lo que indica el carácter mayoritariamente redondo de los pilancones. La profundidad máxima es quizá el rasgo más distintivo respecto a estaciones anteriores, ya que se alcanzan valores medios entorno a los 15 cm y máximos de 60 cm. Los exutorios son morfologías bien desarrolladas en muchos pilancones, aunque es habitual que las formas más pequeñas carezcan de este elemento erosivo, o se presente poco desarrollado. Las profundidades mínimas se sitúan entorno a los 5 cm de media, llegando a alcanzar un valor máximo de 13 cm. Los volúmenes de las cavidades son sustancialmente superiores a los de estaciones previas, en consonancia con las mayores dimensiones del área media ($17,4 \text{ dm}^2$) y sobretodo la mayor profundidad. La mayoría de pilancones tiene una capacidad de varias decenas de litros, mientras que los valores máximos superan los 500 L.

El análisis multivariable muestra unos grados de correlación más bajos que en estaciones anteriores para muchos de los parámetros (Fig. 4.20). Esto se debe en parte a la amplia variabilidad de dimensiones y a la presencia de diversos estados de formación de cavidades. La relación entre las profundidades es notablemente inferior al de otras estaciones, hecho que sin duda tiene relación con el desarrollo de varias subpoblaciones de pilancones, como sugieren las diversas fases encontradas en algunas cavidades. La mayor relación es la alcanzada entre longitud y anchura, que denota el alto número de pilancones bien redondeados en la estación. Los parámetros interdependientes también muestran unos grados de correlación elevados, siendo reseñable el papel de la profundidad en el cálculo del volumen. Gráficamente se observa una tendencia lineal entre anchura y longitud, mientras que otros parámetros afines muestran relaciones ligeramente curvas. La relación gráfica entre profundidades permite observar la existencia de nubes de puntos que parecen alinearse a favor de diversas líneas de pendiente. La existencia de esas familias de datos tan claramente diferenciadas es la causa de la baja correlación. Sin embargo, la experiencia previa con otras estaciones nos indica que pese a la ausencia de una elevada correlación en el conjunto de la estación, el ratio de profundidades puede ser adecuado para la caracterización de los pilancones de CN.

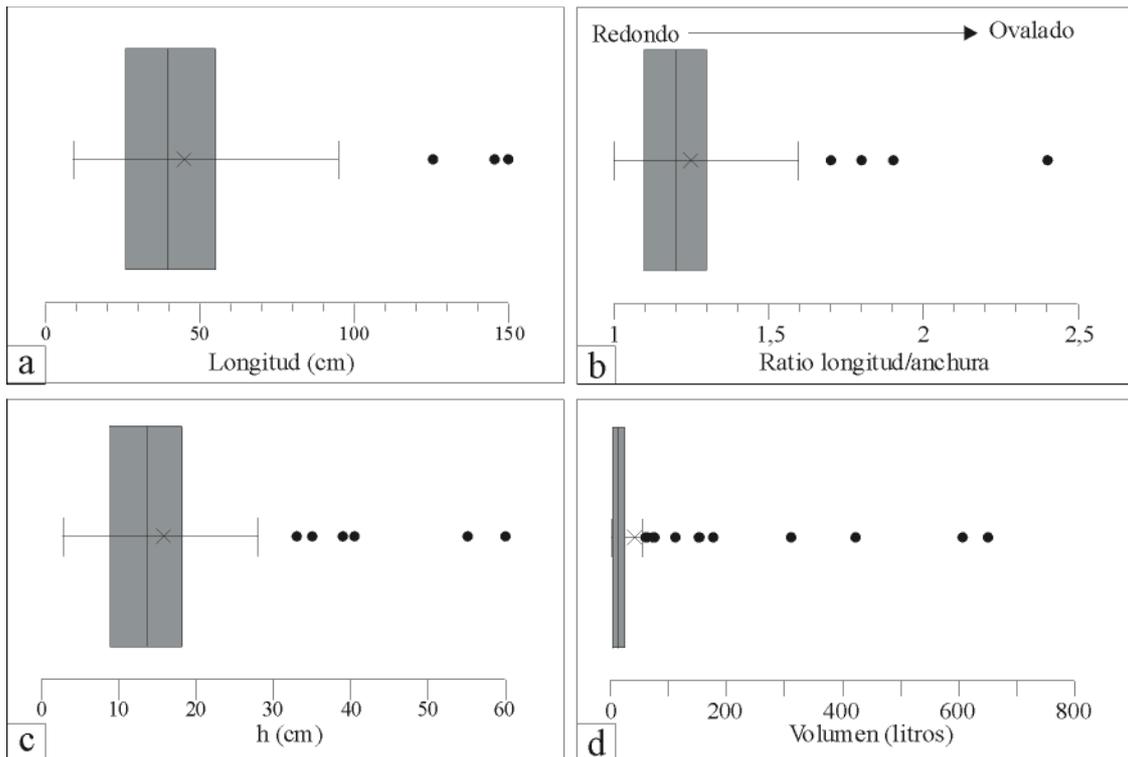


Figura 4.19. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de CN. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

h	0,53	0,71	0,74	0,71	0,80
	u	0,35	0,33	0,28	0,28
		Anchura	0,94	0,93	0,80
			Longitud	0,91	0,81
				Área	0,92
					Volumen

Figura 4.20. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de CN. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza >90%.

La relación de profundidad de la estación de CN tiene un histograma marcadamente asimétrico con ratios máximos próximos a 10 (Fig. 4.21), cuya distribución no puede considerarse normal con un nivel de confianza del 95%. El análisis detallado de las frecuencias muestra un histograma aserrado en el que los datos parecen agruparse. Una vez

realizados los cálculos, se han identificado ocho subpoblaciones de carácter normal (Tabla 4.10; Fig. 4.21). Sólo ha sido necesario eliminar dos datos en el proceso de filtrado, ambos con valores superiores a 5 en su relación de profundidad. El tamaño de las subpoblaciones tiene una representatividad superior al 95% excepto en δ_8 , que alcanza el 85%. Pese a la baja representatividad de esa última subpoblación, su carácter aislado, su pertenencia a la cola de la distribución donde la frecuencia de medidas es muy limitada, y el frecuente número de morfologías inactivas encontradas en la estación, le otorga una credibilidad más allá de la arrojada por los índices estadísticos, siempre entendiendo que los márgenes de error son considerables. Una vez caracterizadas las distintas subpoblaciones, se observa que los índices de correlación entre profundidades son muy elevados, superiores en todos los casos a 0,90. Por lo tanto, la baja correlación en el conjunto de la muestra ha de entenderse debida a la complejidad de esta población mixta. La subpoblación con mayor número de registros es δ_2 , que al igual que en la estación de LR duplica la frecuencia de pilancones de la siguiente subpoblación. Los valores de δ no se distribuyen de forma regular, estando δ_8 claramente distanciado del resto de subpoblaciones. En esta estación también se observa un escalón en la frecuencia de pilancones, aunque es esta ocasión se localiza con posterioridad a la subpoblación δ_7 . Todas las subpoblaciones descritas han sido reconocidos en los dos niveles de exhumación en los que se realizaron medidas. Los pilancones con dos fases de meteorización de la cavidad pertenecen a δ_2 o subpoblaciones superiores, mientras que el ejemplar en el que se reconocieron tres fases tiene un ratio de profundidad superior a 9.

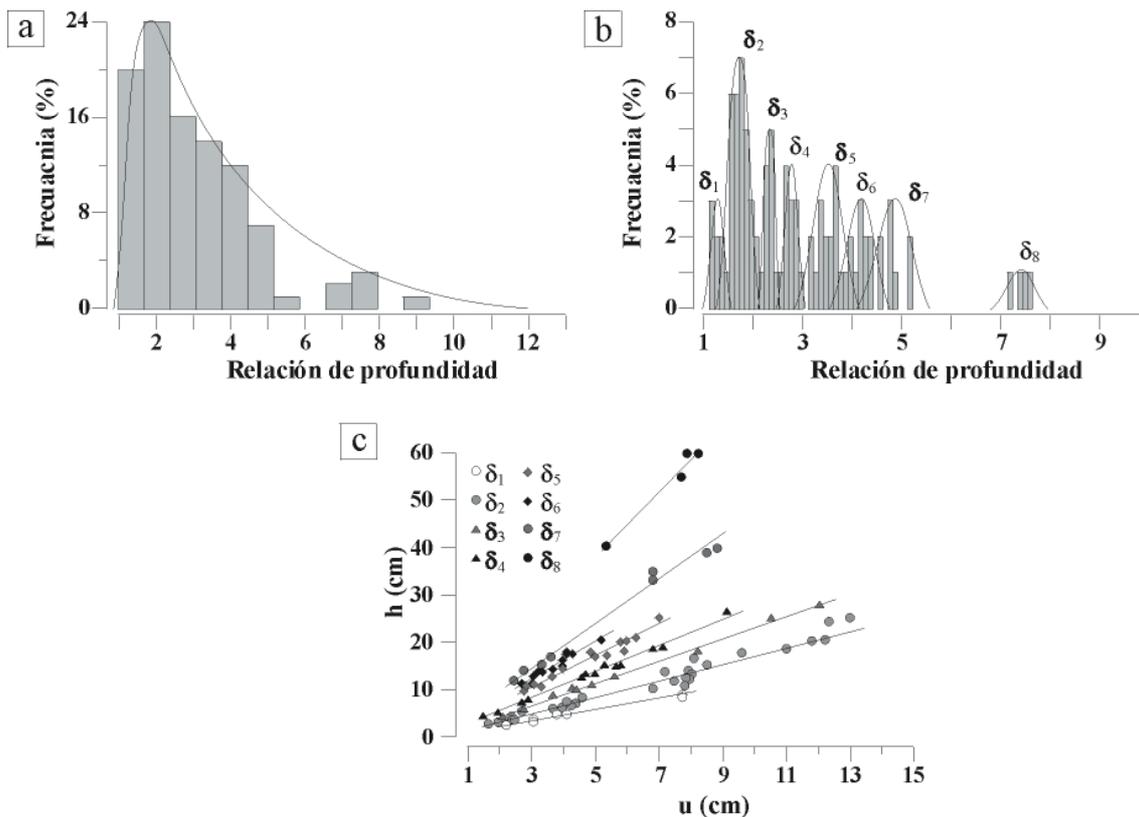


Figura 4.21. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de CN. a) Histograma de distribución asimétrica con una cola alargada hacia valores más elevados. b) Histograma mostrando las ocho subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. Nótese la ausencia de pilancones con ratios de profundidad entre las subpoblaciones δ_7 y δ_8 . c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las subpoblaciones.

Tabla 4.10. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de CN.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	7*	Si	0,269	>0,10	1,17 - 1,36	1,24 ± 0,07	0,995
δ_2	30*	Si	0,100	>0,10	1,44 - 2,07	1,74 ± 0,06	0,968
δ_3	10*	Si	0,149	>0,10	2,14 - 2,40	2,29 ± 0,06	0,997
δ_4	13*	Si	0,114	>0,10	2,50 - 2,93	2,72 ± 0,08	0,991
δ_5	14*	Si	0,129	>0,10	3,12 - 3,67	3,45 ± 0,11	0,967
δ_6	12*	Si	0,135	>0,10	3,80 - 4,39	4,11 ± 0,13	0,931
δ_7	8*	Si	0,182	>0,10	4,55 - 5,15	4,81 ± 0,18	0,988
δ_8	4**	Si	0,214	>0,10	7,14 - 7,59	7,38 ± 0,32	0,975

* Representatividad del tamaño de la muestra >96%. ** Tamaño de la muestra representativo al 85%.

4.6. Estación de Canto Hastial (CH)

La estación de CH se localiza en un conjunto de tors, pequeños domos y bolos que sobresalen por encima de los corredores arenosos que les separan. En este emplazamiento se han llegado a reconocer hasta cinco niveles de flared slopes, y se han podido medir pilancones en todas las superficies expuestas (niveles 0 a 4), a excepción de la superficie culminante que es inaccesible. La mayoría de las mediciones se reparten homogéneamente entre los niveles 0 (nivel de exhumación más reciente), 1 y 3, con escasas mediciones en los niveles 2 y 4, que suelen quedar registrados generalmente en paredes verticales a excepción de unos pocos tors. Los pilancones inactivos son muy frecuentes, sobretodo en niveles superiores, en la culminación de bolos y tors. En tres pilancones se llegan a reconocer al menos dos fases de meteorización, lo que indica de antemano la presencia de varios episodios de alteración de diferente intensidad. La mayoría de los pilancones son pans y pits de pequeño tamaño, siendo un 10% tipo sillón. Las paredes de las cavidades están verticalizadas en más del 50% de la muestra. No se ha observado ningún condicionante de la roca que predetermine la ubicación de los pilancones. Al igual que en otras estaciones, parecen localizarse en aquellas superficies donde la microtopografía ha favorecido la acumulación de agua de lluvia. Los depósitos en el fondo de las cavidades aparecen con frecuencia, con granos aislados o en forma de finos mantos cubriendo el lecho.

Tabla 4.11. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación CH. El tamaño de la muestra es de 75 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	41,0	13,2	3,0
u (cm)	14,7	3,7	1,4
Longitud (cm)	260,0	78,8	15,0
Anchura (cm)	200,0	52,2	15,0
Área (dm ²)	440,0	46,0	1,8
Volumen (L)	1000,1	89,8	0,4

Los pilancones de CH son cavidades con un tamaño superior al de las estaciones estudiadas hasta ahora (Tabla 4.11; Fig. 4.23). El diámetro máximo de las cavidades supera con frecuencia el metro, llegando a alcanzar casi los tres metros en el mayor de los pilancones. El término medio se aproxima a los 80 cm, prácticamente el doble que en la estación de CN que presentaba las mayores dimensiones de entre las estaciones descritas hasta ahora. El ratio longitud anchura tiene una media inferior a 1,5, lo que indica una

morfología bastante redondeada, a pesar de la existencia de algunas cavidades claramente asimétricas. La profundidad media de las cavidades es superior a los 13 cm, y en casos extremos se aproxima al medio metro. Por su parte, el exutorio está bien desarrollado en aquellas cavidades bien evolucionadas, mientras que aparece menos evidente en los pequeños pilancones. La altura mínima presenta un promedio que se aproxima a los 4 cm. El área media de las cavidades lógicamente es muy superior al de estaciones previas. El volumen medio de las cavidades de la estación se aproxima a los 90 litros, con varios ejemplares entorno al millar de litros.

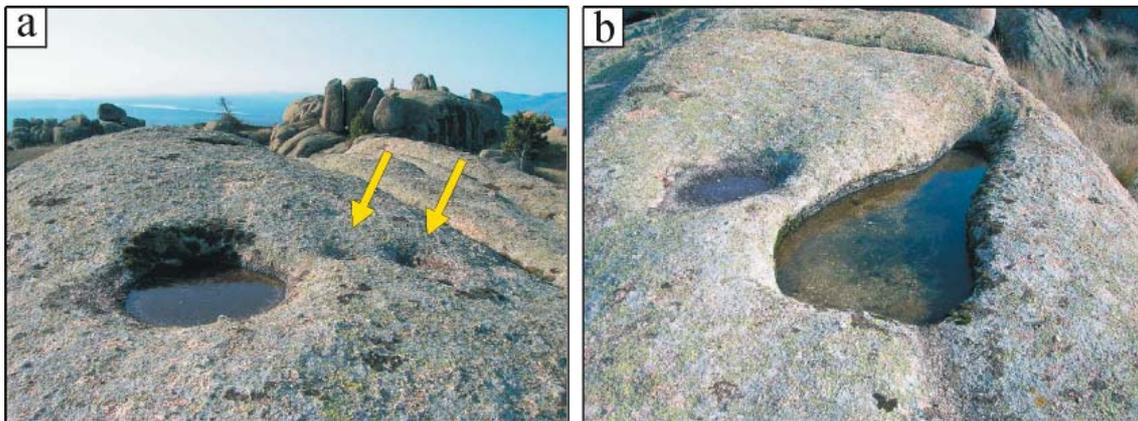


Figura 4.22. Fotografías de pilancones de la estación de CH. a) Es muy común encontrar pilancones de cierto tamaño, como éste de 30 cm de diámetro, próximo a formas de tamaño mucho más reducido, como las señaladas por las flechas. b) Las paredes de las cavidades presentan pendientes moderadas o están verticalizadas e incluso invertidas, una circunstancia que no depende del tamaño o forma del perímetro de la cavidad. Ambas fotografías muestran la cercana convivencia de formas bien distintas en contextos muy similares, sugiriendo distintas fases de formación de pilancones.

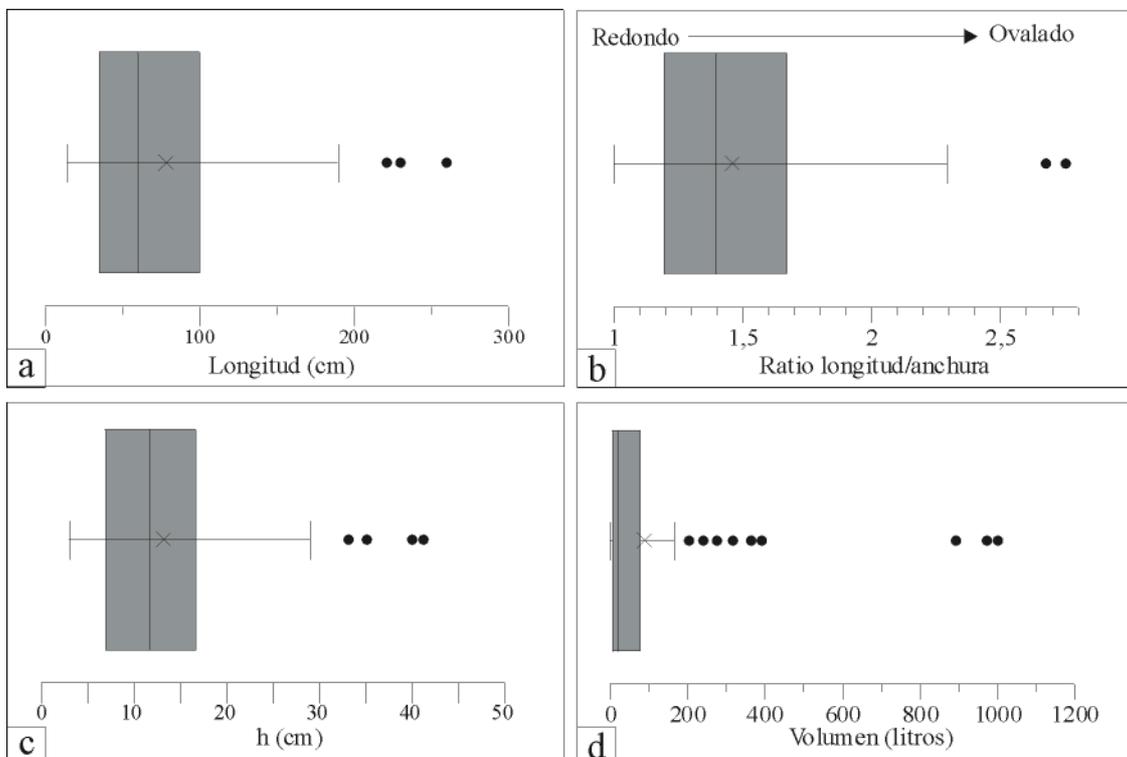


Figura 4.23. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de CH. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

El análisis multivariable indica una buena correlación entre profundidades máximas con la mayoría de parámetros medidos (Fig. 4.24). Destaca la relación con la profundidad mínima como es habitual, y en este caso también la relación con longitud y anchura. La profundidad mínima no tiene relación significativa si se exceptúa a la profundidad máxima. Anchura y longitud tienen una buena correlación entre sí, como sugería el bajo ratio de longitud anchura. El área y volumen tienen buenas correlaciones con los parámetros de los que dependen, anchura, longitud, y también profundidad máxima en el caso del volumen. Gráficamente se observa una buena correlación lineal entre longitud y anchura, así como entre área y volumen. Entre el resto de variables interdependientes, se observa que las relaciones tienden a ser ligeramente curvilíneas. La dispersión de valores en el gráfico que enfrenta las profundidades máximas y mínimas es considerable, aunque sí se observan agrupaciones de valores que representan diversas subpoblaciones. Las elevadas relaciones de longitud y anchura con la profundidad son similares a las reconocidas en CN, y están relacionadas con un progresivo aumento de las dimensiones tanto en la vertical como en la horizontal de las cavidades. Este hecho parece reflejar la menor influencia de las dimensiones iniciales de la cavidad conforme progresa su desarrollo, aunque no parecen reconocerse subpoblaciones, simplemente una amplia dispersión, lo cual no facilita su utilización como índice para caracterizar la muestra. Por lo tanto, seguiremos utilizando la relación de profundidad para representar los pilancones estudiados.

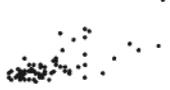
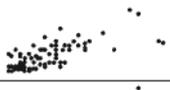
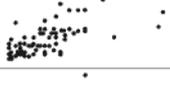
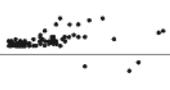
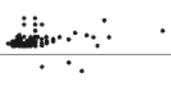
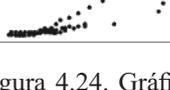
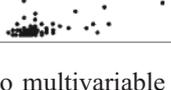
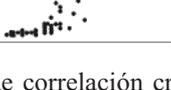
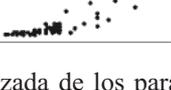
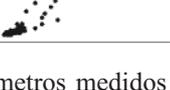
h	0,70	0,67	0,71	0,59	0,69
	u	0,39	0,45	0,32	0,41
		Anchura	0,90	0,93	0,85
			Longitud	0,86	0,82
				Área	0,94
					Volumen

Figura 4.24. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de CH. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza $>90\%$.

El histograma de la relación de profundidad tiene un marcado carácter asimétrico con un valor máximo de 12,2, y cuya distribución no puede considerarse perteneciente a una sola población normal (Fig. 4.25). Un estudio detallado de las frecuencias permite distinguir ocho subpoblaciones de carácter normal (Tabla 4.12; Fig. 4.25). Para el cálculo de las subpoblaciones se han eliminado 10 mediciones, la mayoría con valores no representativos superiores a 6. Cabe destacar un conjunto de valores agrupados entorno a ratios de profundidad entre 7 y 9 que no llegan a ser representativos estadísticamente. El amplio número de valores eliminados, y el tamaño de la muestra ligeramente inferior

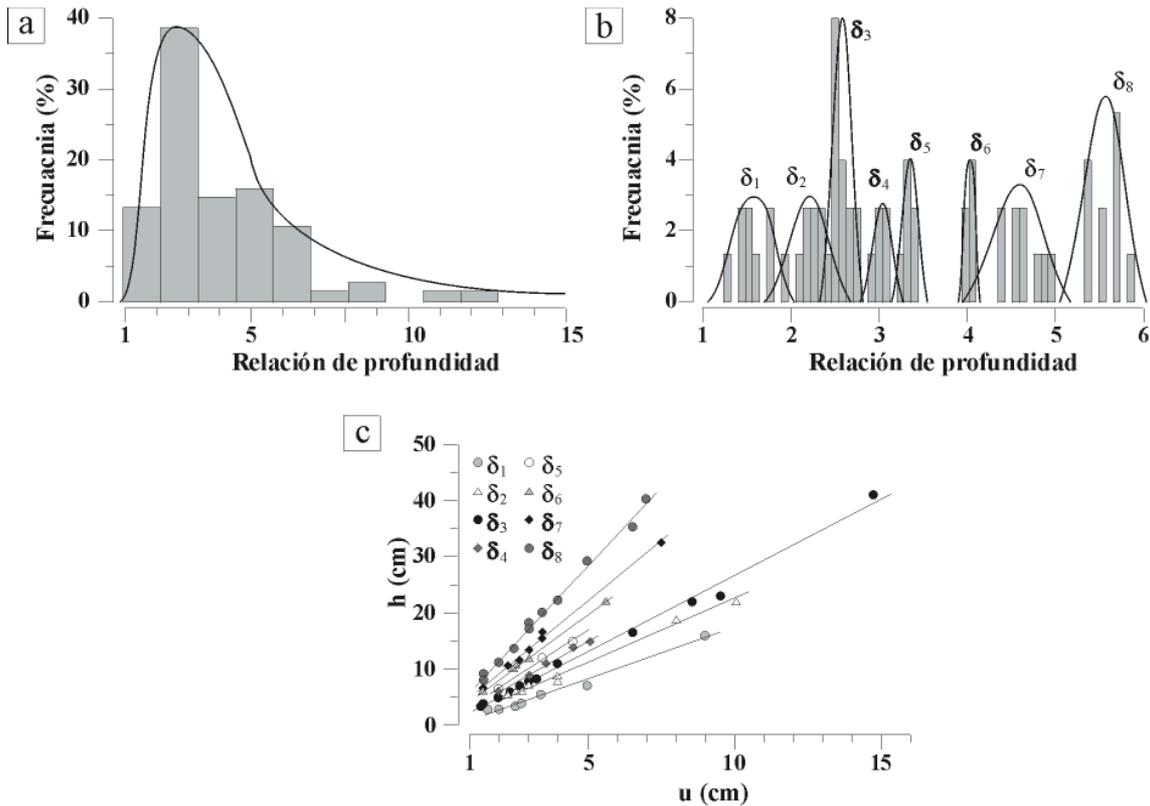


Figura 4.25. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de CH. a) Histograma de distribución asimétrica con una cola alargada hacia valores más elevados. b) Histograma mostrando las ocho subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. Nótese que la subpoblación con mayor registro de medidas es δ_3 . c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las subpoblaciones.

Tabla 4.12. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de CH.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	8*	Si	0,213	>0,10	1,31 - 1,78	1,54 ± 0,14	0,980
δ_2	8*	Si	0,174	>0,10	2,00 - 2,39	2,25 ± 0,11	0,991
δ_3	14*	Si	0,197	>0,10	2,42 - 2,79	2,58 ± 0,06	0,994
δ_4	5***	Si	0,233	>0,10	2,94 - 3,11	3,02 ± 0,08	0,994
δ_5	6**	Si	0,280	>0,10	3,25 - 3,43	3,35 ± 0,07	0,996
δ_6	5***	Si	0,215	>0,10	3,93 - 4,04	3,99 ± 0,05	0,999
δ_7	8*	Si	0,126	>0,10	4,40 - 4,86	4,62 ± 0,13	0,996
δ_8	12*	Si	0,153	>0,10	5,33 - 6,00	5,64 ± 0,14	0,995

* Representatividad del tamaño de la muestra >95%. ** Tamaño de la muestra representativo al 94%.

*** Tamaño de la muestra representativo al 90%.

al de otras muestras complejas, implica que la representatividad de algunos valores de delta sea inferior al 95%. Aunque todos los valores de delta calculados se consideran fiables, probablemente el grado de incertidumbre real pueda ser ligeramente superior al indicado por el margen de confianza. No obstante, en todos los casos la correlación de las profundidades máximas y mínimas es excelente ($r^2 > 0,98$), mostrando una marcada dependencia en función de la subpoblación. La distribución de frecuencias en las subpoblaciones es irregular, con un máximo muy evidente en δ_3 . A diferencia de las muestras de otras estaciones complejas, existe un repunte en la frecuencia de pilancones en δ_8 , tras el cual se reconoce un abrupto descenso de la abundancia. El nivel inferior sobre el que se desarrollan los pilancones (nivel 0), el último en ser exhumado en la estación

contiene cavidades pertenecientes a todas las subpoblaciones encontradas. Por su parte, el nivel 1 pese a no contar con subpoblaciones significativas propias, registra pilancones con las relaciones de profundidad máxima más elevadas, alcanzando ratios superiores a 10. El resto de niveles tienen pilancones indistinguibles entre ellos. Los pilancones en los que se observaron al menos dos fases de degradación de la cavidad pertenecen a la subpoblación δ_3 o superiores.

4.7. Estación de Los Decorados (LD)

La estación de LD comprende un conjunto de tors separados por corredores de grus en una parte culminante de la rampa meridional. El desnivel de hasta 5 metros que tienen algunos de estos tors es el resultado del lavado del manto de alteración de dos episodios de alteración, que han quedado registrados en sendas flared slopes. En esta ocasión los pilancones se han podido medir en los tres niveles definidos por los episodios de exhumación. La mayoría de los ejemplares incluidos en la estación pertenecen a los dos niveles inferiores, ya que el nivel superior tiene una extensión reducida. Los pilancones inactivos son frecuentes en bloques de pequeñas dimensiones o en la parte culminante de tors muy degradados, aunque en general su abundancia es inferior al de otras estaciones sujetas a prolongados periodos de exposición. Dos de las cavidades medidas presentan varias fases de meteorización, con al menos tres episodios en una de ellas. Prácticamente todas las depresiones pueden clasificarse como pan o pits, con solamente un ejemplar de tipo sillón (Fig. 4.26). La mayoría de las cavidades tienen paredes moderadamente inclinadas, con solamente un 20% de depresiones con paredes verticalizadas. Aunque algunas cavidades están claramente relacionadas a fracturas, en general se puede decir que el comienzo de la mayoría de las cavidades no parece tener relación con elementos estructurales. La presencia de depósitos es similar al de otras estaciones, pilancones sin depósito, con escasos detritos o con una fina cubierta de materiales.

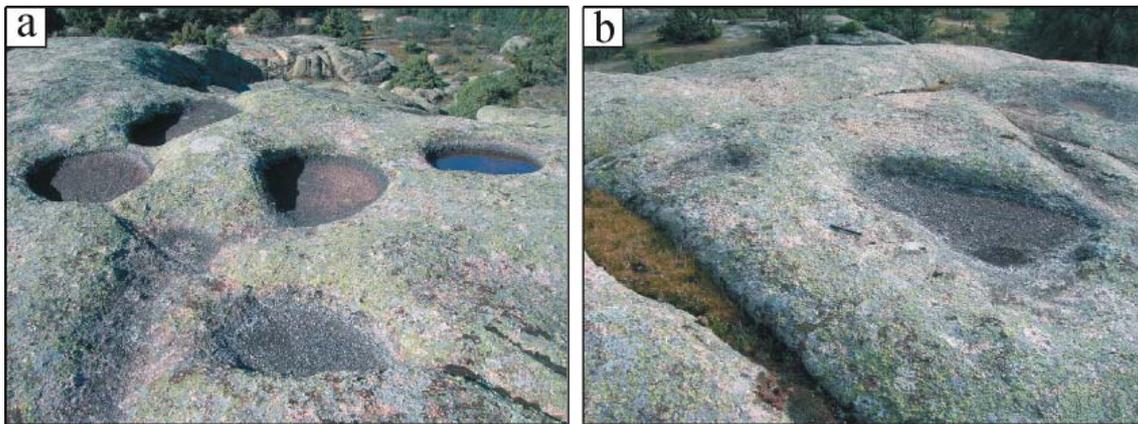


Figura 4.26. Fotografías de pilancones de la estación de LD. a) El diámetro medio de las cavidades es el mayor de entre las estaciones estudiadas. En esta imagen, a excepción del pilancón del primer plano, todas las cavidades tienen diámetros máximos superiores a un metro. b) En algunos casos los pilancones presentan una cierta elongación de su eje principal, pero no parece relacionarse directamente con elementos estructurales. El pilancón de mayores dimensiones tiene una longitud máxima de 160 cm. En este caso la cavidad se ve rodeada de fisuras en las que no se localiza ningún pilancón.

Las dimensiones medias de los pilancones son a grandes rasgos similares a las de la estación de CH (Tabla 4.13; Fig. 4.27). La longitud media de las cavidades se aproxima al metro, siendo la más elevada de entre las estaciones de este estudio. El contorno de las

depressiones es redondo a ligeramente ovalado, con un ratio de longitud anchura promedio entorno a 1,5. Solamente unos pocos casos presentan un denotado eje principal, cuya orientación puede ser casual y en sólo en algunas ocasiones forzada por la estructura de la roca. La profundidad máxima promedio supera los 10 cm, con los valores más altos por encima de los 20 cm. Los exutorios están bien desarrollados en las morfologías bien evolucionadas y son poco evidentes en aquellas formas de menor tamaño. La altura media del exutorio es superior a los 3 cm. El área media supera los 50 dm², mientras que el volumen medio de las cavidades esta por encima de los 50 litros. La disminución del volumen medio respecto a la estación de CH a pesar de tener en promedio mayor área, se debe a que la profundidad media es ligeramente inferior, y a que LD apenas cuenta con ejemplares atípicos de gran tamaño.

Tabla 4.13. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación LD. El tamaño de la muestra es de 50 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	26,0	10,2	3,0
u (cm)	8,7	3,3	1,3
Longitud (cm)	230,0	94,3	25,0
Anchura (cm)	120,0	61,6	20,0
Área (dm ²)	216,7	56,8	4,0
Volumen (L)	449,7	55,1	1,8

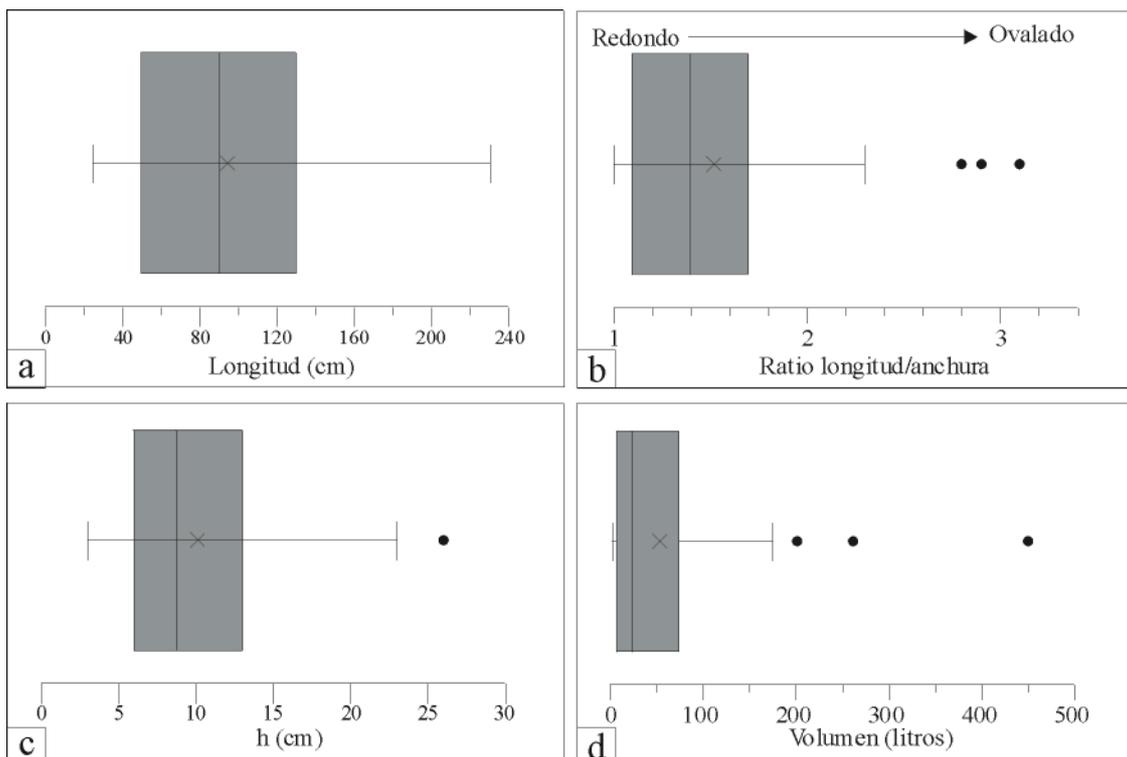


Figura 4.27. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de LD. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

El análisis multivariable muestra unas relaciones afines al comportamiento habitual de la mayoría de las estaciones (Fig. 4.28). Las correlaciones más elevadas se dan entre las profundidades máximas y mínimas, entre la anchura y la longitud así como entre los parámetros interdependientes. Es de destacar la notable dependencia de la profundidad

máxima en los valores de volumen, que llega a tomar más relevancia incluso que el área. Gráficamente se observa la relación lineal entre anchura y longitud, aunque la dispersión sea mayor que en otras ocasiones. Los parámetros interdependientes tienen relaciones ligeramente curvas o asintóticas, y cabe destacar la amplia dispersión entre área y volumen en valores elevados, lo que causa ese grado de correlación anómalamente bajo. El gráfico que enfrenta profundidad máxima y mínima presenta varias agrupaciones de valores muy destacadas, lo que indica la presencia de subpoblaciones. A pesar de presentar un grado de correlación menor que en otras estaciones, el ratio de profundidad es el más elevado tras el ratio de longitud anchura, y sigue siendo el índice más apropiado para caracterizar la muestra.

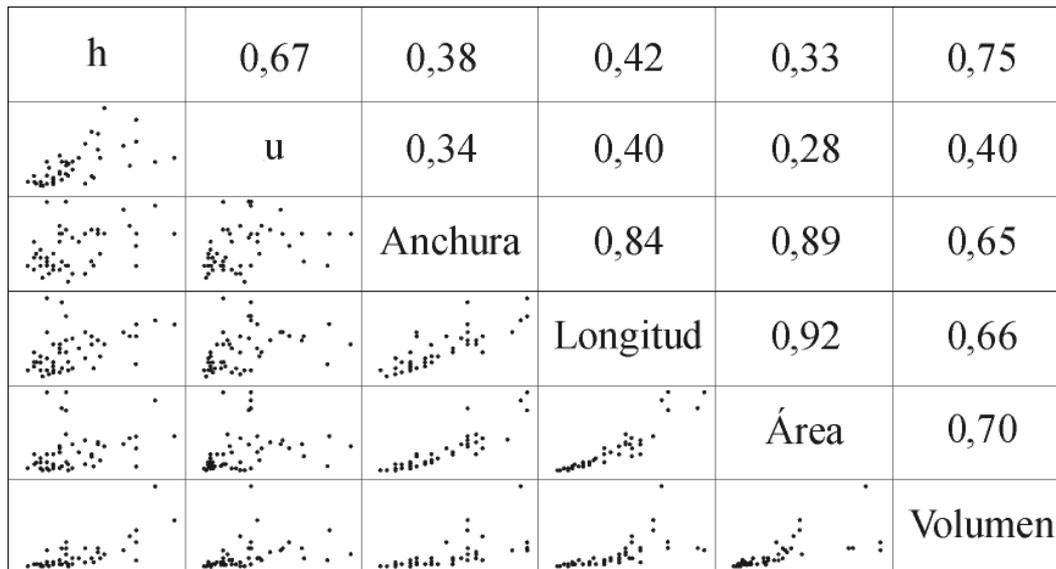


Figura 4.28. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de LD. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza $>90\%$.

En esta población se han realizado de forma experimental las mediciones del área de drenaje que abarca cada una de las cavidades que comprenden la estación. Algunas de las cavidades reciben agua de escorrentía de áreas muy amplias difíciles de medir rigurosamente. Por lo tanto, sólo se han tomado medidas precisas de aquellas cavidades con áreas de drenaje inferiores a 800 dm^2 . Las mediciones se han realizado para evaluar la existencia de dependencia entre el área de drenaje y alguno de los parámetros habitualmente medidos, así como el volumen máximo de agua que es capaz de retener cada pilancón. Las correlaciones realizadas indican una completa independencia con las profundidades, mientras que las relaciones son superiores con las mediciones que tienen en cuenta las dimensiones horizontales para su cálculo. La mayor regresión se obtiene entre el área de drenaje y el área de la cavidad cuando se tienen en cuenta las áreas inferiores a 800 dm^2 ($r^2 = 0,71$; $n = 39$). Sin embargo, si se tiene en cuenta todos los valores (incluyendo valores $>800 \text{ dm}^2$ a pesar de su mayor imprecisión), la correlación se hace despreciable con todos los parámetros. Un pilancón con mayor área tendrá un área de drenaje igual o superior a la de la propia cavidad, por lo que es lógico pensar en una cierta relación positiva al trabajar con los valores mínimos. La falta de correlación al incorporar valores extremos indica la falta de dependencia real entre el área de drenaje y el área. Este análisis sugiere que el área de captación del agua de lluvia de una cavidad no determina ninguna de las variables medidas.

El histograma de las relaciones de profundidad de esta estación tiene una marcada distribución asimétrica con un ratio máximo de 8, y cuya distribución no puede considerarse normal con un nivel de confianza del 95 % (Fig. 4.29). Un análisis detallado de las frecuencias revela la existencia de seis subpoblaciones normales con ratios de profundidad inferiores a 5 (Tabla 4.14; Fig. 4.29). Para realizar los cálculos se han eliminado nueve datos, todos ellos valores aislados superiores a 4,3 que no han podido conformar subpoblaciones estadísticamente significativas. A pesar de no ser estadísticamente significativos es de destacar una cierta abundancia de valores concentrados entorno a un ratio de 6. El limitado número de pilancones que han podido ser medidos en esta estación junto a su compleja distribución y el alto número de valores eliminado hace que algunas de las subpoblaciones tengan una representatividad de la muestra algo limitada. Sin embargo, su registro aunque con mayor incertidumbre en los valores exactos puede considerarse fiable. Los valores de delta con mayor número de registros forman una amplia meseta entre, δ_2 y δ_4 , por lo tanto δ_3 se localiza en el centro de ese máximo de frecuencias, pese a que no representa el máximo absoluto. A pesar de que todas las subpoblaciones se localizan en todos los niveles de exhumación reconocidos, el nivel inferior solo registra ratios de profundidad inferiores a 6,2, mientras que el siguiente nivel presenta valores de hasta 8. Las características de los pilancones medidos en el tercer nivel son indistinguibles a las del resto. Los pilancones con desarrollo de varias fases pertenecen a δ_2 o subpoblaciones superiores.

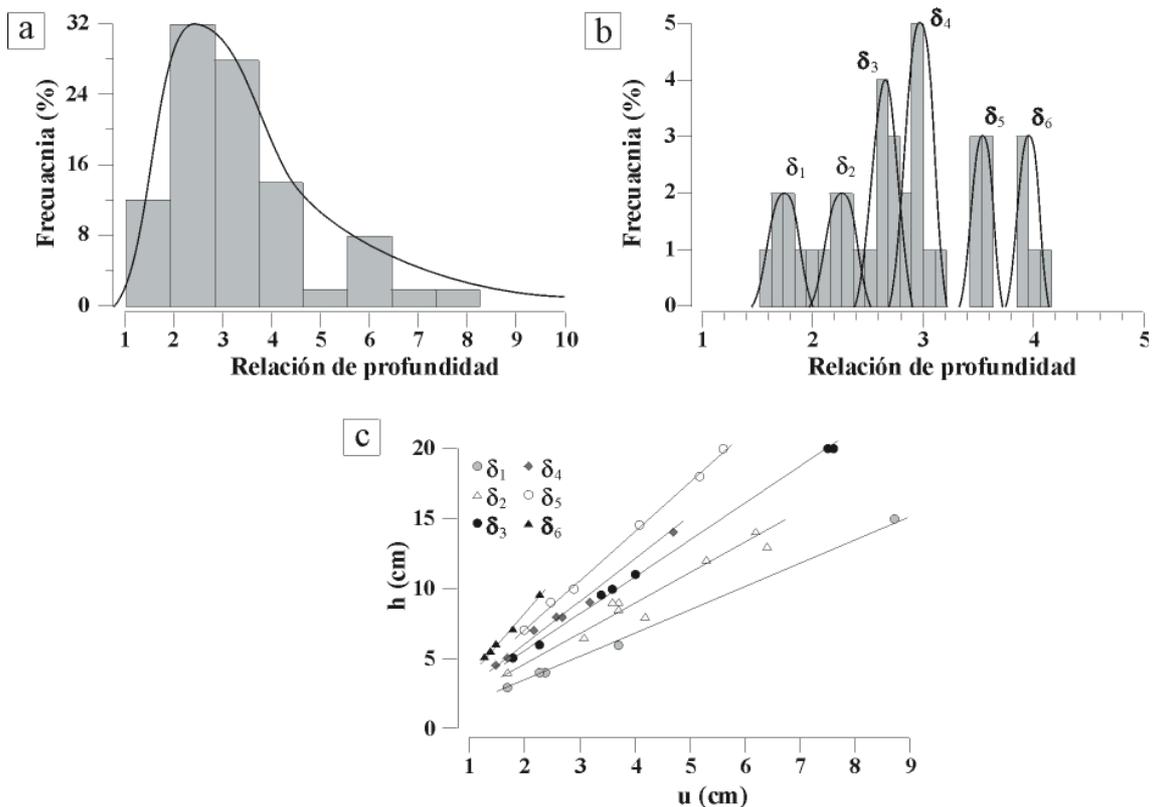


Figura 4.29. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de LD. a) Histograma de distribución asimétrica con una cola alargada hacia valores más elevados. b) Histograma mostrando las seis subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las subpoblaciones.

Tabla 4.14. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de LD.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	5***	Si	0,225	>0,10	1,62 - 1,76	1,70 ± 0,07	0,999
δ_2	9*	Si	0,215	>0,10	1,90 - 2,50	2,24 ± 0,15	0,943
δ_3	8*	Si	0,223	>0,10	2,61 - 2,79	2,70 ± 0,07	0,998
δ_4	8*	Si	0,208	>0,10	2,81 - 3,18	2,99 ± 0,09	0,991
δ_5	6**	Si	0,173	>0,10	3,45 - 3,60	3,52 ± 0,06	0,998
δ_6	5***	Si	0,208	>0,10	3,85 - 4,13	3,96 ± 0,14	0,995

* Representatividad del tamaño de la muestra >95%. ** Tamaño de la muestra representativo al 94%.

*** Tamaño de la muestra representativo al 90%.

4.8. Estación de El Yelmo (EY)

La estación de EY esta situada en lo alto de un tor, y todas las cavidades pertenecen a un mismo nivel de exhumación. El tor que se sitúa adyacente al domo del El Yelmo, llega a tener un desnivel de varias decenas de metros, y su historia evolutiva es compleja y multifásica. No se ha prestado especial atención a episodios de alteración y exhumación debido a las dificultades del afloramiento, y a que la exhumación de la parte culminante, donde se realizaron las mediciones, no parece haber coincidido con los últimos episodios de exhumación descritos en otras estaciones. Existen varios pilancones inactivos, algunos de ellos de gran tamaño por la alteración progresiva de fracturas. Sin embargo, el relieve homogéneo y compacto de la parte culminante del tor no favorece la profusión de pilancones inactivos tan común en zonas de bolos y pequeños tors. Las cavidades activas registran con frecuencia encajamientos dentro de la misma depresión, indicando en los casos más complejos al menos tres fases de reactivación de los procesos de meteorización. Los pilancones medidos son mayoritariamente pans y pits, aunque el porcentaje de pilancones tipo sillón asciende a un 23 %, debido a la naturaleza inclinada de la parte culminante del tor. Prácticamente la mitad de los pilancones, un 48%, tienen sus paredes verticalizadas. Los pilancones se desarrollan a favor de irregularidades o rellanos formados en las partes culminantes del tor. Ninguna cavidad se ha desarrollado a favor de fracturas, que en la mayoría de los casos tienen un gran desarrollo vertical a lo largo del tor. Los depósitos son frecuentes en muchas cavidades, aunque también hay pilancones sin depósito alguno.

Tabla 4.15. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación EY. El tamaño de la muestra es de 100 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	120,0	14,0	2,5
u (cm)	18,7	4,5	1,3
Longitud (cm)	450,0	46,4	7,0
Anchura (cm)	300,0	33,5	7,0
Área (dm ²)	675,0	24,2	0,4
Volumen (L)	8100,0	132,1	0,2

Las dimensiones de muchos de los pilancones son considerables a pesar de sus peculiaridades morfológicas (Tabla 4.15; Fig. 4.31). La longitud máxima se aproxima a los 5 metros, aunque la media, algo por encima de los 40 cm, es muy inferior a la de las estaciones de la Sierra de Hoyo de Manzanares, y similar a las de Serra da Estrela. El ratio de longitud anchura medio entorno a 1,3 es más reducido que en la mayoría de

las estaciones, y además los valores anómalos no son frecuentes, indicando una elevada redondez de los pilancones de la muestra. La profundidad máxima tiene una media de 14 cm, y un valor máximo superior 1 metro. El promedio de las alturas mínimas son también elevadas, superando los 4 cm. Los exutorios están muy desarrollados en buena parte de los pilancones, lo que se ve favorecido por la considerable profundidad de muchas cavidades, y la pendiente del terreno. Acorde con los diámetros, el área media de las cavidades no alcanza los 25 dm². Por su parte, el volumen medio supera con creces los 100 litros, alcanzando los valores máximos de miles de litros.

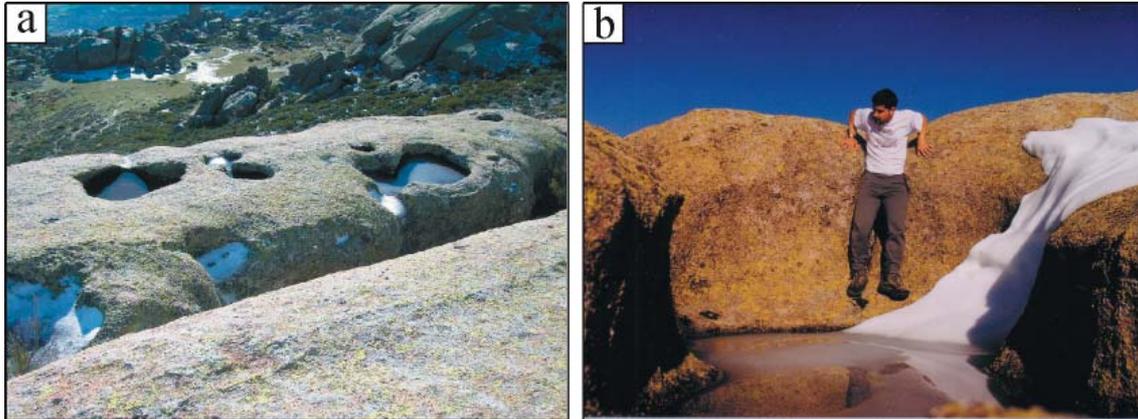


Figura 4.30. Fotografías de pilancones de la estación de EY. a) Debido a que la superficie en lo alto del tor esta inclinada hacia el sur, la mayoría de los pilancones se localizan en la parte culminante, donde la topografía tiene menor pendiente. b) Alguno de los pilancones llegan a tener dimensiones impresionantes manteniendo una dinámica activa, como este ejemplar que alcanza un volumen de 8100 litros.

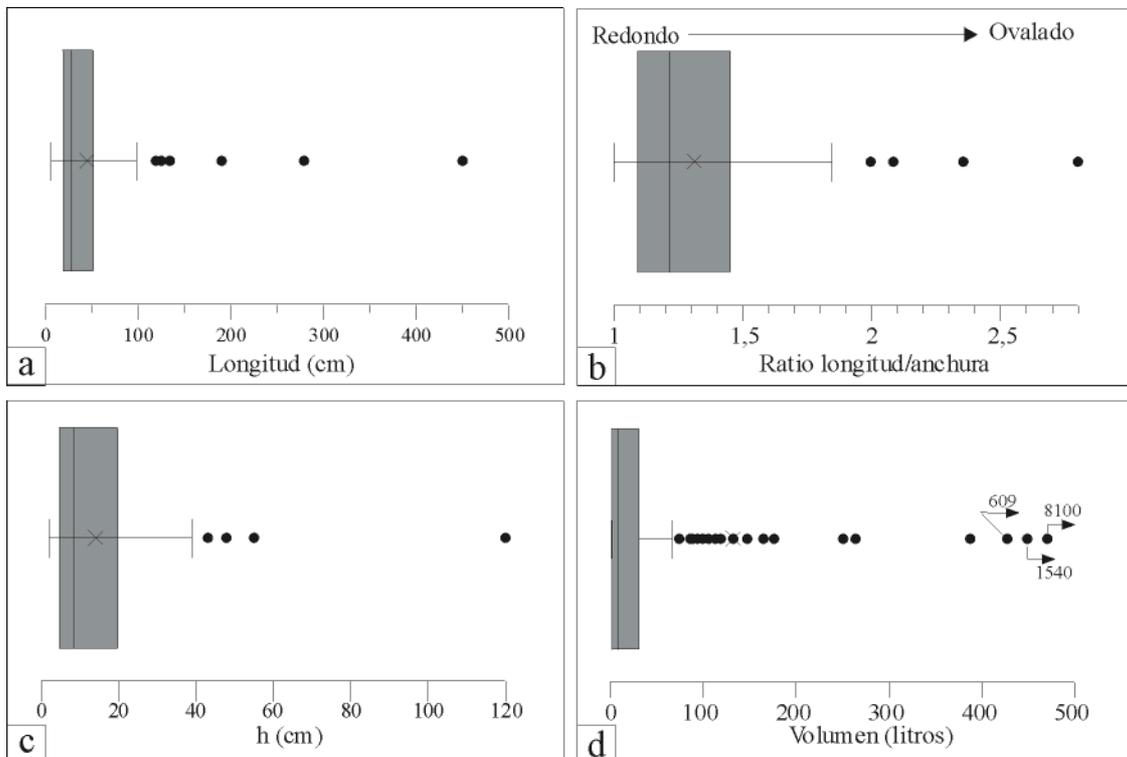


Figura 4.31. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de EY. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

El análisis multivariable revela un comportamiento similar al reconocido en el Canto Hastial (Fig. 4.32). La profundidad máxima tiene una buena relación con todos los parámetros medidos y estimados, siendo su correlación con la profundidad mínima la menos destacada. La profundidad mínima tiene comparativamente una relación pobre con todos los valores a excepción de la profundidad máxima. La relación anchura y longitud es excelente como cabría esperar, así como la relación entre los parámetros estimados y aquellos usados para su cálculo. La importancia de la profundidad en el volumen sigue siendo muy significativa, favorecida por el importante desarrollo vertical de las cavidades. Gráficamente se observa una buena relación lineal entre longitud y anchura, y relaciones ligeramente curvas entre los parámetros interdependientes. En todos los gráficos de profundidad máxima se observa un dato muy alejado de la nube de puntos principal. Ese valor es el responsable de la alta relación de la profundidad con la anchura, longitud y área. Si se suprime ese valor el índice de correlación con la profundidad mínima es mucho más elevado ($r = 0,73$) y los relacionados con el resto de parámetros sustancialmente menos significativos. En el gráfico que enfrenta las profundidades máximas y mínimas, a excepción de un dato anómalo que se encuentra aislado, se observa una típica forma de abanico o triángulo, y la aparente agrupación de valores que caracteriza las poblaciones multifásicas. Por ello, y conocida la existencia de varios episodios de meteorización de las cavidades, se seguirá considerando el ratio de profundidad como el indicador de la muestra.

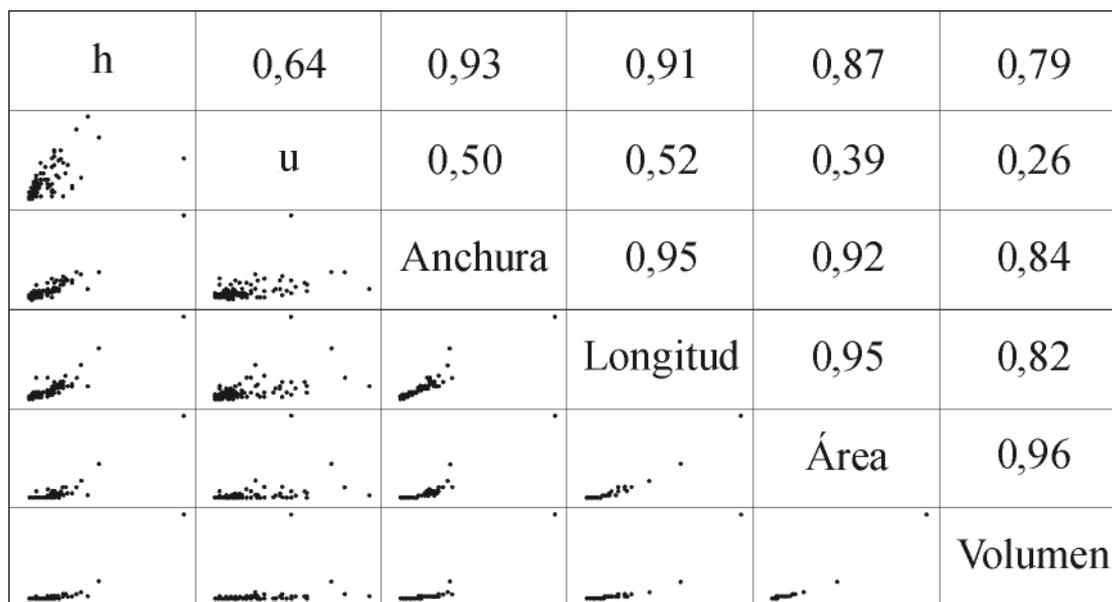


Figura 4.32. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de EY. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza $>90\%$.

El histograma de las relaciones de profundidad de la estación de EY muestra una notable asimetría que no puede considerarse como distribución normal, y que alcanza un valor máximo de 15,83 (Fig. 4.33). Un análisis detallado de las frecuencias muestra la existencia de nueve subpoblaciones de carácter normal (Tabla 4.16; Fig. 4.33). En la realización de los cálculos se han eliminado 16 valores, la mayoría de ellos superiores a un ratio de 4. Por ejemplo, el pilancón de grandes dimensiones de la figura 4.30b ha sido uno de los eliminados al tener un ratio de profundidad de 12. El tamaño de la

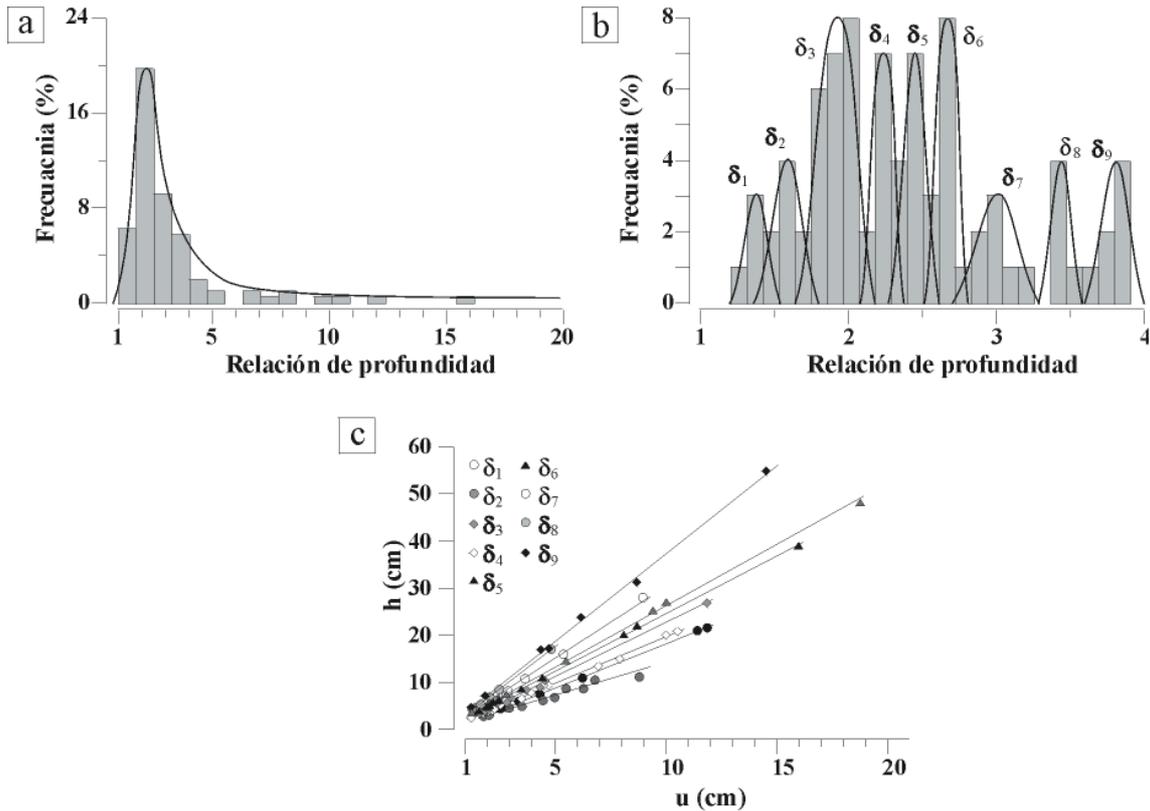


Figura 4.33. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de EY. a) Histograma de distribución asimétrica con una cola alargada hacia valores más elevados. b) Histograma mostrando las nueve subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las subpoblaciones.

Tabla 4.16. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de EY.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	10*	Si	0,201	>0,10	1,30 - 1,64	1,49 ± 0,08	0,957
δ_2	8*	Si	0,157	>0,10	1,71 - 1,84	1,78 ± 0,04	0,999
δ_3	16*	Si	0,148	>0,10	1,90 - 2,08	1,99 ± 0,03	0,998
δ_4	11*	Si	0,153	>0,10	2,12 - 2,33	2,24 ± 0,05	0,999
δ_5	10*	Si	0,152	>0,10	2,38 - 2,55	2,46 ± 0,04	0,999
δ_6	9*	Si	0,226	>0,10	2,57 - 2,71	2,66 ± 0,03	0,999
δ_7	7*	Si	0,159	>0,10	2,73 - 3,11	2,92 ± 0,11	0,999
δ_8	6**	Si	0,279	>0,10	3,21 - 3,54	3,40 ± 0,12	0,999
δ_9	7*	Si	0,203	>0,10	3,62 - 3,89	3,79 ± 0,09	0,999

* Representatividad del tamaño de la muestra >95%. ** Tamaño de la muestra representativo al 94%.

muestra tiene una representatividad superior al 95% en casi todas las subpoblaciones, a excepción de δ_8 . Entre los pilancones eliminados hay ejemplares aislados, así como agrupaciones de valores que no han tenido el número necesario de cavidades para definir una subpoblación. Este es el caso de un conjunto de pilancones con ratios de profundidad entre 6 y 9, que sin embargo no alcanzó una abundancia suficientemente significativa. El grado de correlación entre las profundidades máximas y mínimas es excelente entre cada subpoblación, siempre con índices de $r^2 > 0,95$. La subpoblación con un mayor número de registros es claramente δ_3 . También se reconoce un cierto escalón en la abundancia de cavidades entre las subpoblaciones de δ_6 y δ_7 , que se caracteriza sobretudo por una considerable variación en la dispersión en el ratio de profundidades. Como en anteriores estaciones en las que se reconocen pilancones con varias fases de deformación, cuando

se reconocen al menos dos fases dichas cavidades pertenecen a δ_2 o subpoblaciones superiores, y cuando se reconocen al menos tres fases de reactivación de la meteorización los ejemplares pertenecen a δ_3 o subpoblaciones superiores.

4.9. Estación de Peña Sacra (PS)

La estación de PS se localiza en una plataforma rocosa con un conjunto de tors, bloques y bolos que se encuentra en las inmediaciones de la Ermita de Peña Sacra. Las amplias plataformas sobre las que se desarrollan los pilancones de esta estación permiten una amplia distribución de las cavidades, sin los condicionantes topográficos que tienen lugar en la estación de EY. Se pueden distinguir dos episodios de flared slopes en la estación, aunque el nivel de exhumación más reciente sólo es reconocible en estrechos corredores en los que no se desarrollan pilancones. Por lo tanto, los pilancones medidos se localizan en los niveles anterior y posterior al episodio de exhumación más antiguo reconocido. La plataforma rocosa y tors donde se localizan la mayoría de las medidas corresponden al nivel superior, con solamente un 15% de las medidas realizadas en el nivel exhumado tras el primer episodio de alteración. Los pilancones inactivos son frecuentes, especialmente en las zonas donde proliferan los bolos y tors de pequeñas dimensiones o con topografía irregular. Muchos de los pilancones activos preservan varias fases de alteración. En aquellos con una historia de meteorización más compleja se han reconocido hasta tres fases distintas. Todos los pilancones pueden clasificarse como pans o pits (Fig. 4.34). Aunque en los flancos de las plataformas se han reconocido pilancones tipo sillón, no han podido incorporarse en el muestreo por ser inactivos o estar inaccesibles. Solamente el 15% de las cavidades cuenta con paredes verticalizadas, ya que aunque las profundidades máximas son elevadas en promedio, el área de los pilancones también es grande. No existen agregaciones minerales, ni parece que el diaclasado de la roca condicione la formación de las cavidades. Como viene siendo habitual, parece que el inicio de los pilancones está más relacionado con el estancamiento casual del agua de lluvia en irregularidades de la roca o en depresiones del sustrato. La distribución de depósitos es similar al de otras estaciones, aunque cabe destacar que muchas cavidades están claramente antropizadas. En algunas de ellas se encuentran grandes bloques en su interior, y con frecuencia residuos dejados por los visitantes a la ermita o por los vecinos de la urbanización anexa a la ermita.

Tabla 4.17. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación PS. El tamaño de la muestra es de 70 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	60,0	15,0	4,0
u (cm)	27,0	4,4	1,5
Longitud (cm)	320,0	82,9	20,0
Anchura (cm)	190,0	52,6	20,0
Área (dm ²)	376,8	48,7	3,1
Volumen (L)	1380,6	91,3	1,3

Las dimensiones de los pilancones de esta estación se encuentran entre las más grandes de las estaciones utilizadas en este estudio (Tabla 4.17; Fig. 4.35). La longitud media de los pilancones es prácticamente el doble que la registrada en EY, y los valores máximos superan los tres metros. El ratio de longitud anchura es similar al de otras estaciones, localizándose de media entorno a 1,5, aunque cabe destacar la presencia de

algunas cavidades aisladas que son marcadamente alargadas. La profundidad máxima tiene una media de 15 cm, bastante similar a la de la estación de EY, y las profundidades máximas se sitúan por encima del medio metro. El promedio de las alturas mínimas también es elevado, con valores por encima de los 4 cm. Los exutorios están bien definidos en las cavidades con varios decímetros o en aquellas con un destacado desarrollo evolutivo, mientras que son poco evidentes en las morfologías incipientes. Los volúmenes medios desarrollados son inferiores a los de la estación de EY, pese a tener una profundidad similar y un área media considerablemente superior. Esto se debe a que la proyección de las cavidades es principalmente semiesférica y no cilíndrica. A pesar de ello, el volumen medio es el tercero más elevado de entre las estaciones medidas superando los 90 litros, y con un ejemplar por encima de los 1000 litros.

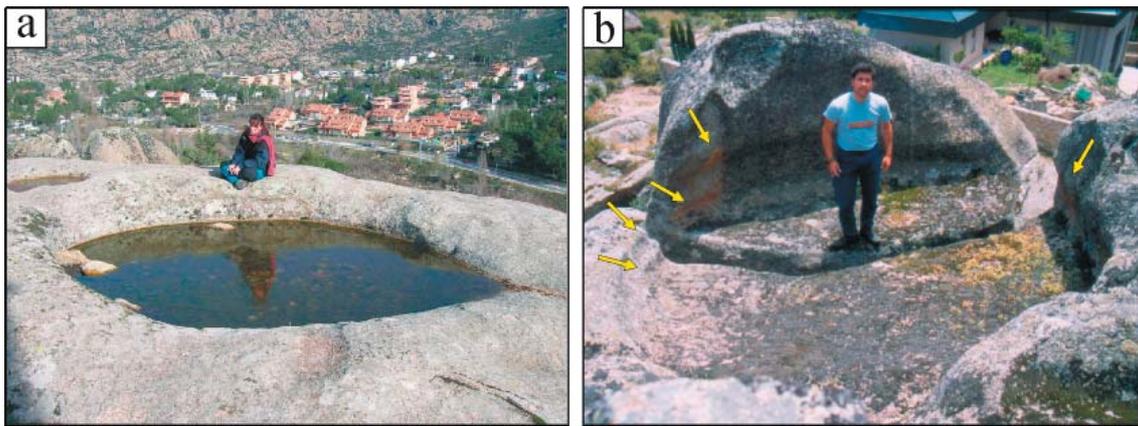


Figura 4.34. Fotografías de pilancones de la estación de PS. a) Algunos pilancones tienen un gran tamaño, como en este caso en el que el diámetro máximo supera los 3 metros. Nótese la presencia de bloques de origen exótico en el interior de la cavidad. b) Aunque no ha sido incluido entre las mediciones por su carácter inactivo, este pilancón de grandes dimensiones alcanza una profundidad máxima cercana a los dos metros. Las flechas indican la presencia de diversas fases de reactivación de la meteorización antes de que la fisura que le atraviesa le dejase inactivo.

El análisis multivariable muestra un esquema muy similar al de la estación de EY (Fig. 4.36). La profundidad máxima tiene un índice de correlación moderado con todas las variables, aunque en este caso a diferencia de la estación de EY, la profundidad mínima también lo tiene. La anchura y longitud tienen una buena relación como es habitual, y las mejores correlaciones se encuentran entre los parámetros interdependientes. Gráficamente se observa que la mayoría las distribuciones que se cruzan con parámetros estimados se distribuyen según relaciones ligeramente curvilíneas, mientras que los gráficos en los que intervienen las profundidades se caracterizan por una marcada dispersión. En el gráfico que enfrenta las profundidades máximas y mínimas, se ve claramente la alineación de valores a lo largo de rectas de diferentes pendientes, separando familias de pilancones por su ratio de profundidad. Como cabría esperar, y como sugerían las múltiples fases de meteorización reconocidas en numerosos pilancones, la estación se compone de diversas fases de pilancones, por lo que se considera que el ratio de profundidad es adecuado para su caracterización.

El histograma de la relación de profundidad de la estación de PS presenta la típica distribución asimétrica de las poblaciones multifásicas (Fig. 4.37). El valor más alto del ratio de profundidad es de 17,37, y la población no puede clasificarse como una distribución normal. El análisis detallado de las frecuencias permite la identificación de siete subpoblaciones (Tabla 4.18; Fig. 4.37). En la realización de los cálculos se han

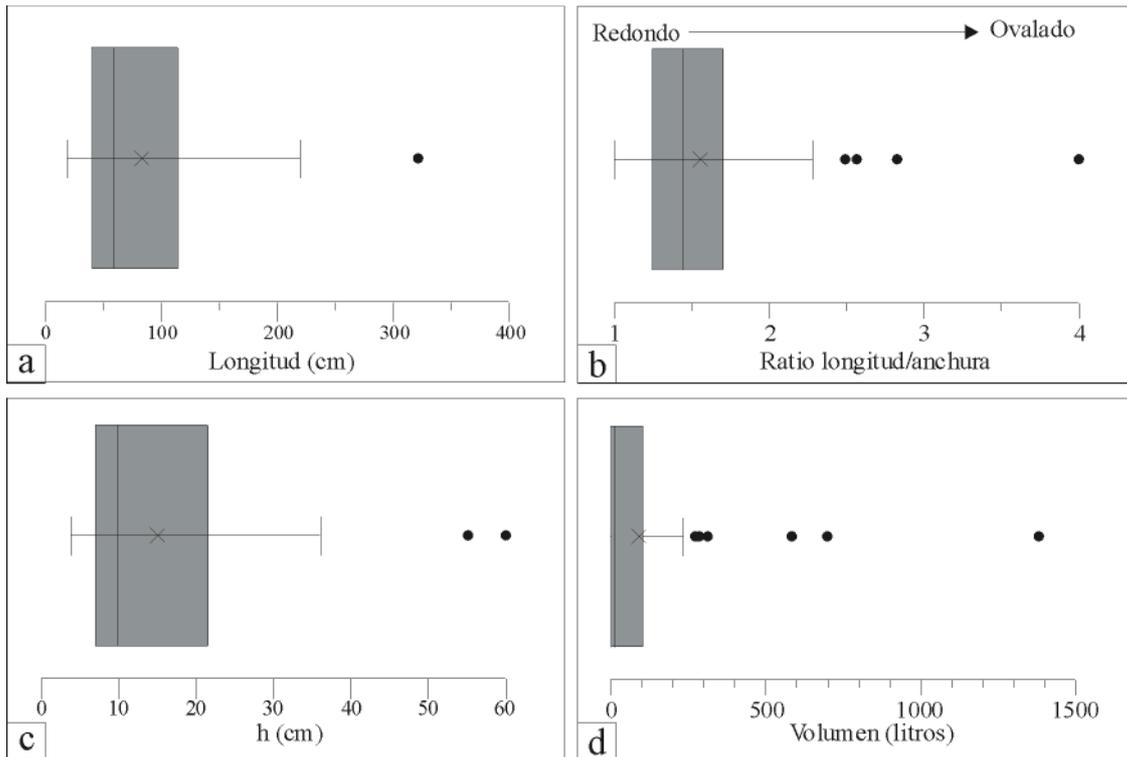


Figura 4.35. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de PS. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

h	0,67	0,66	0,70	0,67	0,73
	u	0,77	0,78	0,85	0,86
		Anchura	0,87	0,93	0,79
			Longitud	0,92	0,82
				Área	0,93
					Volumen

Figura 4.36. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de PS. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza >90%.

eliminado 16 pilancones, tres de ellos con valores inferiores a δ_1 , y otros tres entre las subpoblaciones de δ_6 y δ_7 . El resto de los valores eliminados pertenecen a la cola de la distribución general, con ratios de profundidad por encima de 5,3. Cabe destacar, el ligero aumento de pilancones con ratios entre 7 y 8, a pesar de que su abundancia no les permite

alcanzar un mínimo representativo como para considerarles como otra subpoblación. Igualmente son reseñables los valores eliminados con ratios de profundidad inferiores a 5, que no alcanzaron un número mínimo representativo, con ratios medios entorno a 1,6 y 4,5. La representatividad es algo limitada en algunas subpoblaciones medidas, lo cual es debido en parte al elevado número de descartes que ha sido necesario realizar en el filtrado de datos. No obstante, las correlaciones entre las profundidades máximas y mínimas dentro de cada estación son excelentes, con valores de r^2 por encima de 0,99 en todos los casos. A diferencia de otras estaciones de la Sierra de Guadarrama, el valor de delta con mayor número de registros es δ_1 , seguido por δ_6 , tras el cual se reconoce un importante salto en la distribución de frecuencias. En relación al desarrollo de pilancones en los dos niveles en los que se han realizado mediciones existen ciertas diferencias. Los pilancones con ratios de profundidad superiores a 4,5 se han encontrado siempre en el nivel más alto. Esto implica que la subpoblación δ_7 no se reconoció en el nivel 1 (superficie de exhumación más baja en la que se realizaron mediciones). Sin embargo, hay que recordar que la proporción de mediciones realizadas en dicho nivel es del 15%, por lo que no se puede asegurar que el desarrollo de pilancones pertenecientes a δ_7 se produjese con anterioridad a la exhumación de dicho nivel, ya que puede tratarse de un problema de falta de representatividad. Por otro lado, los pilancones en los que se reconocieron diversas fases pertenecen a δ_4 o subpoblaciones superiores a excepción un caso. En δ_2 hay un pilancón que presenta tres fases de degradación. Esto podría indicar que como sugerían los ratios de profundidad más bajos y que fueron eliminados al no alcanzar un tamaño de muestra representativo, existen subpoblaciones por debajo de δ_1 .

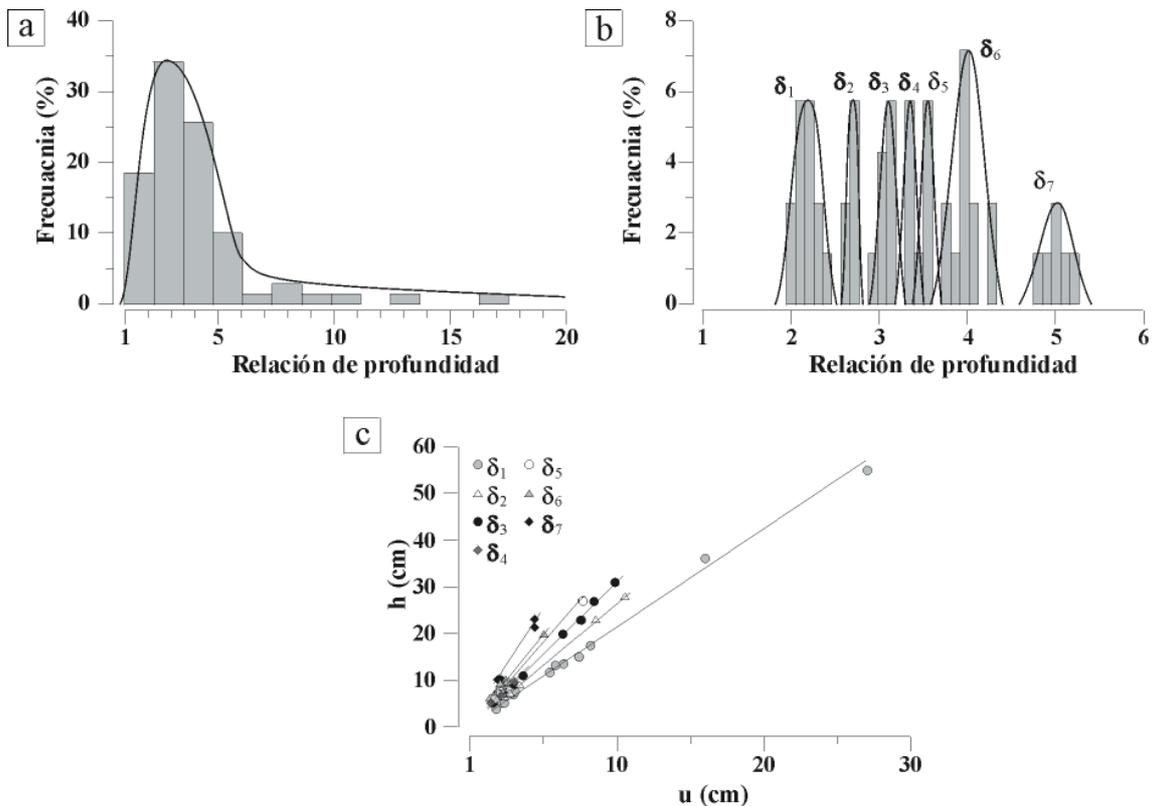


Figura 4.37. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de PS. a) Histograma de distribución asimétrica con una cola alargada hacia valores más elevados. b) Histograma mostrando las siete subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las subpoblaciones.

Tabla 4.18. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de PS.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	13*	Si	0,128	>0,10	2,03 – 2,42	2,15 ± 0,10	0,996
δ_2	6**	Si	0,231	>0,10	2,59 – 2,71	2,66 ± 0,04	0,999
δ_3	8*	Si	0,247	>0,10	2,97 – 3,18	3,08 ± 0,06	0,999
δ_4	4****	Si	0,310	>0,10	3,30 – 3,38	3,34 ± 0,04	0,999
δ_5	5***	Si	0,250	>0,10	3,50 – 3,57	3,54 ± 0,04	0,999
δ_6	12*	Si	0,199	>0,10	3,75 – 4,33	4,01 ± 0,11	0,992
δ_7	6**	Si	0,171	>0,10	4,76 – 5,25	5,00 ± 0,17	0,995

* Representatividad del tamaño de la muestra >95%. ** Tamaño de la muestra representativo al 94%.

*** Tamaño de la muestra representativo al 90%. **** Tamaño de la muestra representativo al 85%.

4.10. Estación de Valdemanco (VA)

La estación de VA se localiza en una plataforma rocosa con pequeños tors en sus márgenes. Se han reconocido tres episodios de exhumación del sustrato granítico, a partir de flared slopes. No se han podido medir pilancones en la superficie expuesta más recientemente, aunque sí en los tres niveles superiores. Hay un buen desarrollo de pilancones en las tres superficies, por lo que cada nivel cuenta con al menos un 24% de las mediciones. Los pilancones inactivos están presentes en los pequeños bolos que rodean la plataforma rocosa o en las inmediaciones de fracturas, aunque no son tan abundantes como en otras estaciones. No se han observado diferentes fases significativas de meteorización en ninguno de los pilancones medidos. Las cavidades pueden clasificarse como pans y pits, con sólo un 7% de pilancones tipo sillón. Las paredes son verticalizadas en un 25% de las muestras, lo cual se ve favorecido por la escasa profundidad de la mayoría de los pilancones (Fig. 4.38). Algunos pilancones parecen asociarse a heterogeneidades del granito. Sin embargo, están en relación a las depresiones formadas a los pies de agregados cristalinos o pequeños diques de mayor resistencia, más que por una alteración preferente de esos materiales. Por lo tanto, la microtopografía del sustrato parece nuevamente ser la responsable de la localización de las cavidades. La distribución de detritos en los pilancones es quizá algo menos abundante que en otras estaciones. Sin embargo, es probable que sea una consecuencia del menor desarrollo vertical y de la apariencia de formas poco evolucionadas. No obstante, la presencia de detritos en las cavidades sigue siendo frecuente, en forma de granos aislados y en ocasiones como finos mantos.

Tabla 4.19. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación VA. El tamaño de la muestra es de 75 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	27,0	6,6	2,0
u (cm)	10,9	3,0	1,2
Longitud (cm)	200,0	50,4	8,0
Anchura (cm)	120,0	35,3	8,0
Área (dm ²)	240,0	18,5	0,5
Volumen (L)	648,0	17,4	0,2

Las dimensiones de los pilancones de esta estación son bastante particulares (Tabla 4.19; Fig. 4.39). La longitud media de las cavidades apenas supera el medio metro, lo que contrasta con el resto de estaciones medidas en la Sierra de Guadarrama a excepción de EY. A pesar de ello, hay pilancones aislados con diámetros máximos por encima del

metro. Los ratios entre longitud y anchura no son muy distintos, con medias por debajo de 1,5, y con morfologías notoriamente alargadas sólo en casos aislados. La media de las profundidades máximas es llamativa, con un valor por debajo de los 7 cm. Incluso las formas más profundas sólo superan los 15 cm en casos excepcionales. Del mismo modo, las alturas mínimas son más reducidas, con un valor medio de 3 cm. La reducción de los ejes longitudinales hace que el área media no alcance los 20 dm². El volumen medio de las cavidades de VA es con diferencia el más bajo de entre las estaciones de la Sierra de Guadarrama, con medias inferiores a los 20 litros. El reducido volumen es la suma de diámetros más reducidos, unas profundidades menores y una proyección semiesférica para la mayoría de los pilancones. Sin embargo, los casos que no cumplen estos requisitos alcanzan volúmenes considerables, como el caso de un pilancón aislado que tiene un volumen de 648 litros.

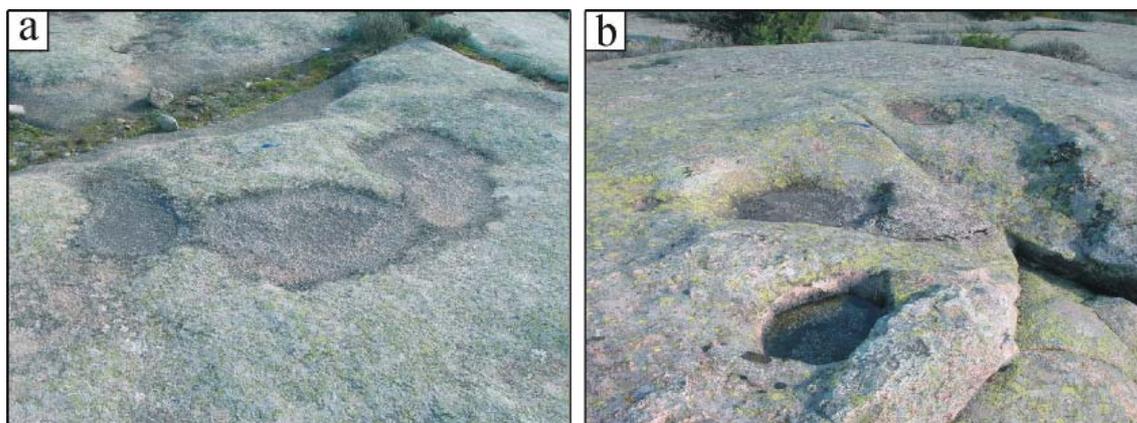


Figura 4.38. Fotografías de pilancones de la estación de VA. a). Como en esa fotografía, muchos de los pilancones desarrollados en esta estación tienen una profundidad media significativamente inferior al de las estaciones de la Sierra de Hoyo de Manzanares y La Pedriza. Véase el bolígrafo como escala. b) Algunos de los pilancones con una mayor profundidad desarrollan paredes verticalizadas. Sin embargo, como muestra la fotografía mayores profundidades no implican necesariamente mayor inclinación de las paredes. Véase el bolígrafo como escala.

El análisis multivariable realizado tiene un aspecto muy similar al de la mayoría de las estaciones revisadas (Fig. 4.40). La correlación entre profundidad máxima y mínima es elevada, siendo la relación de las profundidades con otros parámetros sustancialmente inferiores. Anchura y longitud también tienen una buena correlación, así como los valores interdependientes. Como es habitual cuando la profundidad es menor, la relación del volumen y la profundidad máxima es moderada a pesar de que éste es un parámetro utilizado en para el cálculo del volumen. Gráficamente las observaciones son también similares. La relación entre anchura y longitud es lineal, mientras que las relaciones entre variables interdependientes son ligeramente curvas a asintóticas. Los gráficos en los que intervienen las profundidades están conformados por nubes de puntos sin una clara relación, a excepción de la relación entre profundidad máxima y mínima. En este caso se observa claramente la presencia de varias familias de datos agrupados según relaciones lineales que definen distintas pendientes. La alta correlación entre la profundidad máxima y mínima a pesar de ser una población multifásica, confiere al ratio de profundidad una alta fiabilidad como indicador de la muestra.

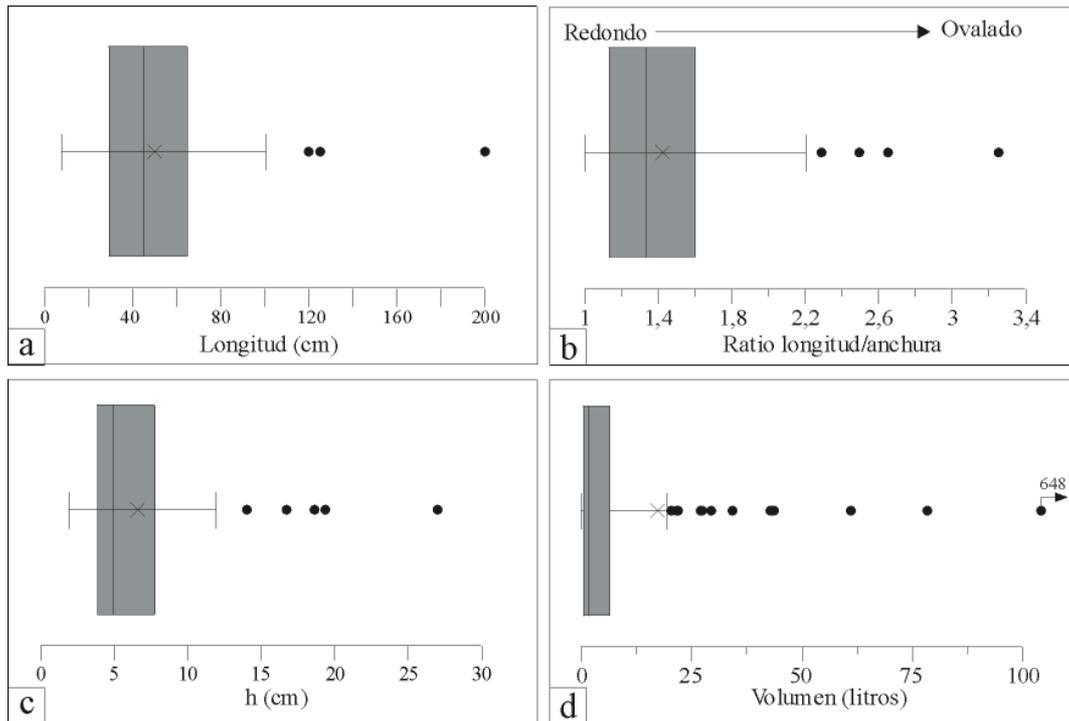


Figura 4.39. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilanes de VA. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

h	0,84	0,45	0,45	0,58	0,64
	u	0,30	0,32	0,40	0,42
		Anchura	0,91	0,84	0,60
			Longitud	0,86	0,65
				Área	0,92
					Volumen

Figura 4.40. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de VA. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza >90%.

La relación de profundidad tiene un histograma asimétrico con una cola alargada hacia valores mayores, con un ratio máximo de 5,32 (Fig. 4.41). La muestra no puede asimilarse a una distribución normal con un nivel de confianza del 95 %. El examen detallado de las frecuencias permite la diferenciación de siete subpoblaciones que sí se

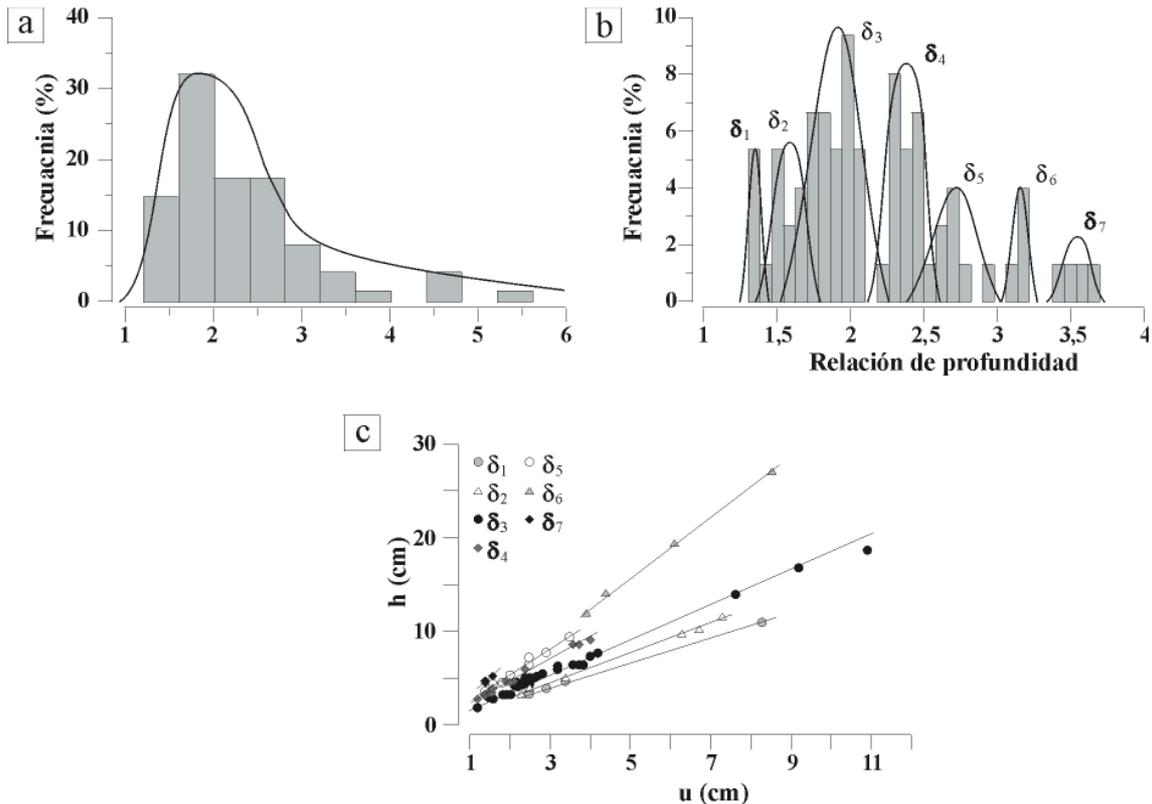


Figura 4.41. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de VA. a) Histograma de distribución asimétrica con una cola alargada hacia valores más elevados. b) Histograma mostrando las siete subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las subpoblaciones.

Tabla 4.20. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de VA.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	4**	Si	0,305	>0,10	1,32 - 1,38	1,35 ± 0,05	0,999
δ_2	7*	Si	0,168	>0,10	1,47 - 1,60	1,53 ± 0,05	0,998
δ_3	28*	Si	0,125	>0,10	1,67 - 2,09	1,88 ± 0,05	0,993
δ_4	16*	Si	0,154	>0,10	2,24 - 2,50	2,37 ± 0,04	0,994
δ_5	8*	Si	0,229	>0,10	2,56 - 2,92	2,70 ± 0,10	0,983
δ_6	4**	Si	0,333	>0,10	3,08 - 3,18	3,15 ± 0,08	0,999
δ_7	4**	Si	0,168	>0,10	3,44 - 3,64	3,54 ± 0,14	0,904

* Representatividad del tamaño de la muestra >95%. ** Tamaño de la muestra representativo al 85%.

comportan como distribuciones normales (Tabla 4.20; Fig. 4.41). Para la realización de los cálculos se han eliminado 4 valores, todos ellos con un ratio de profundidad superior a 4. Es destacable que varios de éstos valores se agrupan entorno a un ratio de 4,5, a pesar de que no alcanzan un tamaño de muestra significativo para poder ser considerado como una subpoblación más. La distribución de frecuencias es muy desigual, causando que algunas de las subpoblaciones tengan un tamaño de muestra limitado. En consecuencia, a pesar de que la fiabilidad el registro sea adecuada, los valores absolutos de las subpoblaciones más restringidas deben leerse con cautela. Por otro lado, la correlación entre profundidades dentro de cada subpoblación es excelente, con valores de r^2 por encima de 0,98. El registro con mayor número de pilancones corresponde con diferencia a δ_3 . También se observa en la distribución de frecuencias de los valores de delta un importante escalón entre las

subpoblaciones δ_4 y δ_5 . Todas las subpoblaciones definidas tienen presencia en todos los niveles del afloramiento en los que se han realizado mediciones. Incluso el conjunto de pilancones con ratios de profundidad entorno a 4,5 se localizan también en el nivel más bajo de los medidos. Sin embargo, el pilancón de mayor ratio de profundidad (5,32) ha sido medido en el nivel superior.

4.11. Estación de Bustarviejo (BU)

La estación de BU se compone de un conjunto de domos, plataformas rocosas, pequeños tors, bloques y bolos. Entre ellos se han reconocido dos episodios de exhumación delimitados por unas impresionantes flared slopes (Fig. 2.9). El nivel inferior está parcialmente cubierto por residuos del manto de alteración y no ha permitido la medida de pilancones en él. Por lo tanto, las mediciones se repartieron entre los dos niveles superiores, con un 60% de las mediciones pertenecientes al nivel más antiguo. La mayoría de los pilancones de la estación pueden clasificarse como pans o pits, con sólo 2 pilancones tipo sillón. No se han observado demasiados pilancones inactivos, lo que viene dado por la localización de la mayoría de las cavidades en plataformas rocosas y domos, con escasos pilancones desarrollados en bloques y bolos. En algunos de los pilancones se han llegado a reconocer paredes que indican una reactivación de los procesos de meteorización indicando al menos dos fases diferentes en una misma cavidad. La poca profundidad de la mayoría de los pilancones hace que sólo un 35% de las cavidades tengan paredes verticalizadas. No se reconoce ningún elemento estructural que favorezca de forma general el inicio de la formación de cavidades, aunque en casos aislados algunos pilancones se ven influenciados por fracturas (Fig. 4.42). Como en la mayoría de las estaciones, la distribución de detritos en las cavidades es irregular, oscilando entre la total ausencia y la presencia de un fino manto.

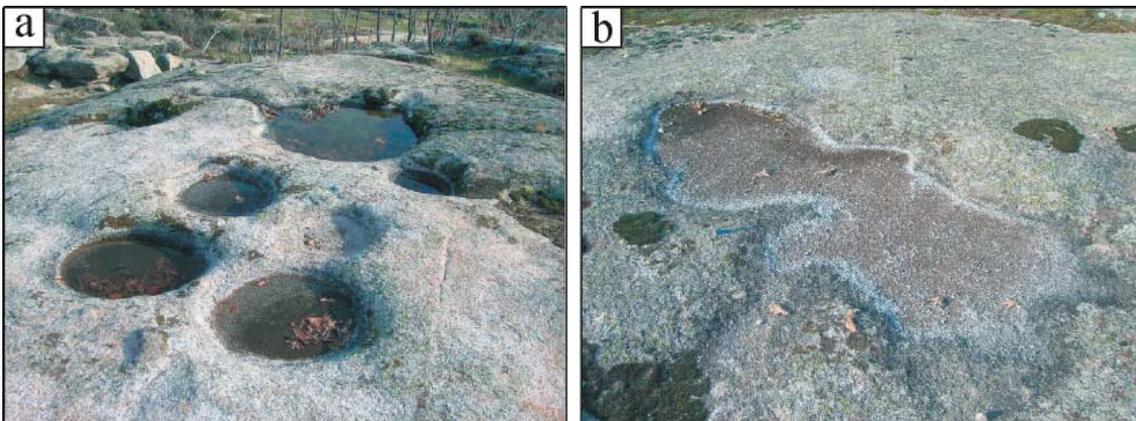


Figura 4.42. Fotografías de pilancones de la estación de BU. a) Algunas de las cavidades tienen formas muy redondeadas a pesar del desarrollo de diaclasas que las atraviesan. Véase el bolígrafo como escala. b) Por el contrario, otros pilancones desarrollan un elevado ratio de longitud anchura, que en la mayoría de los casos esta condicionado por el microrelieve donde se desarrolla el pilancón más que por condicionante estructurales. Véase el bolígrafo como escala.

Las dimensiones de los pilancones de esta estación tienen un gran parecido a las de VA, aunque son en algunos casos más elevadas (Tabla 4.21; Fig. 4.43). La longitud media de la muestra es sustancialmente mayor a la de VA, superando los 70 cm, aunque en ningún caso se llegan a alcanzar los 2 metros. El ratio entre longitud y anchura se sitúa por debajo de 1,5, con unos pocos datos aislados que presentan un eje significativamente

más largo que otro. Las profundidades máximas son reducidas, al igual que lo fueran en la estación de VA, con un promedio de 7,5 cm y un máximo de tan sólo 20 cm. Las profundidades mínimas son algo más elevadas, con una media de 3,7 cm. Debido al escaso desarrollo vertical de los pilancones los exutorios no suelen ser elementos erosivos muy marcados, aunque se reconocen en todas las morfologías con un cierto desarrollo evolutivo. El considerable aumento de los ejes de las cavidades permite que el área media de la muestra alcance un valor por encima de los 40 dm². Por su parte, el volumen medio de las cavidades no supera los 40 litros, ya que aunque el área es similar al de otras estaciones como LD o PS, las profundidades son considerablemente más reducidas. A pesar de ello, en algunas de las cavidades medidas el volumen supera los 100 litros.

Tabla 4.21. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación BU. El tamaño de la muestra es de 50 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	20,0	7,5	2,4
u (cm)	12,1	3,7	1,2
Longitud (cm)	190,0	73,5	15,0
Anchura (cm)	150,0	54,3	15,0
Área (dm ²)	234,0	42,8	1,8
Volumen (L)	353,3	38,1	0,4

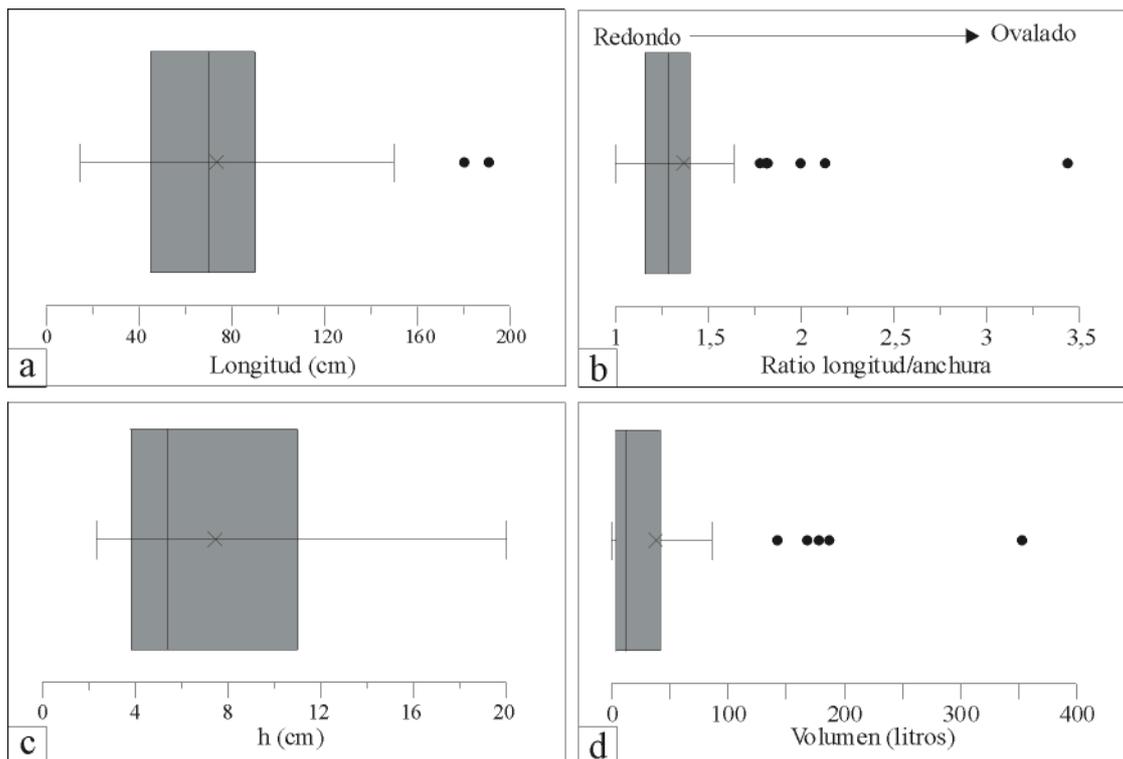


Figura 4.43. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de BU. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

El análisis multivariable muestra unas relaciones entre los parámetros medidos similares al de la mayoría de las estaciones estudiadas (Fig. 4.44). La relación entre profundidad máxima y mínima es elevada, siendo las relaciones con otros parámetros sustancialmente menores. En comparación, la relación de a profundidad mínima con el resto de parámetros es mucho menor. La anchura y longitud muestran un buen grado de

correlación como es de esperar dado el bajo ratio entre ambos ejes. Las correlaciones entre los parámetros interdependientes son como de costumbre elevadas. Destaca la considerable correlación entre el volumen y la profundidad máxima en comparación a otras estaciones, sobre todo teniendo en cuenta el limitado desarrollo vertical de las cavidades. Gráficamente se observa la relación lineal de anchura y longitud, y las relaciones curvilíneas de los parámetros relacionados entre sí. La relación entre las profundidades es claramente lineal, y es muy evidente la diferenciación de varias familias de datos con diferentes pendientes. La muestra representa nuevamente una población multifásica, como ya sugerían algunos de los pilancones con varias fases. A pesar de ello, la relación entre las profundidades presenta el segundo índice de correlación más elevado de entre los parámetros no dependientes, tras la relación entre longitud y anchura. Por ello, el ratio entre profundidades sigue siendo un indicador adecuado para caracterizar la población.

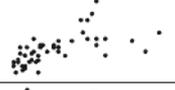
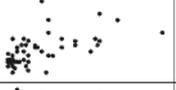
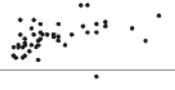
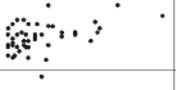
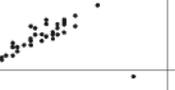
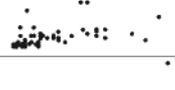
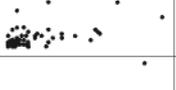
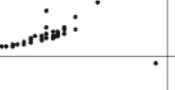
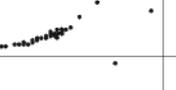
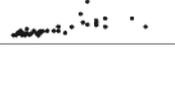
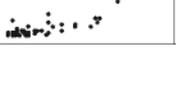
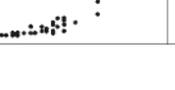
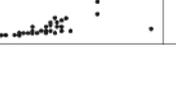
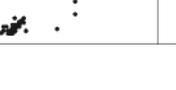
h	0,87	0,70	0,50	0,54	0,75
	u	0,63	0,45	0,50	0,74
		Anchura	0,85	0,91	0,87
			Longitud	0,91	0,71
				Área	0,86
					Volumen

Figura 4.44. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de BU. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza $>90\%$.

El histograma de la muestra presenta una distribución marcadamente asimétrica con una larga cola hacia valores elevados, teniendo un ratio de profundidad máximo de 7,5 (Fig. 4.46). Al igual que en otras poblaciones compuestas, la muestra no se asemeja a una distribución normal. Un análisis pormenorizado de las frecuencias revela la existencia de seis distribuciones normales (Tabla 4.21; Fig. 4.45). En los cálculos sólo ha sido necesaria la eliminación del dato de 7,5. La correlación entre las profundidades es muy buena, con un r^2 por encima de 0,96 en todos los casos. La menor frecuencia de pilancones hacia valores elevados del ratio de profundidad hace que los dos últimos valores de delta tengan un tamaño de muestra con una representatividad algo baja. Por lo tanto, su valor absoluto ha de leerse con cierta cautela. Los valores de delta con mayor número de registros forman una amplia meseta entre δ_2 y δ_4 , con lo que δ_3 representa el centro de ese máximo de frecuencias, pese a no poseer el mayor número de observaciones. También es de destacar la importante disminución de registros que tiene lugar con posterioridad a δ_4 . Los pilancones en los que se observaron varias fases pertenecen a la subpoblación δ_2 o superiores. Por su parte, todas las subpoblaciones se encuentran registradas en los dos

niveles en los que se han realizado mediciones. El pilancón con el ratio de profundidad de 7,5 se encuentra en el nivel inferior de entre los dos analizados.

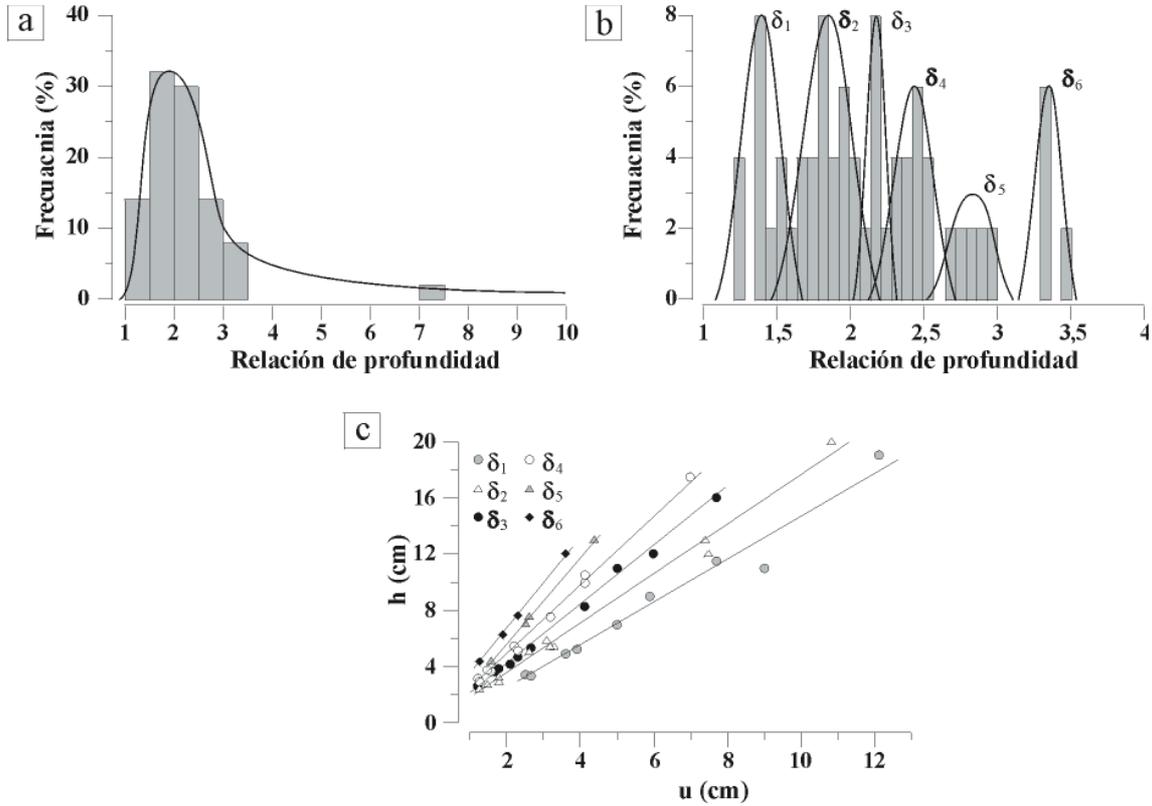


Figura 4.45. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de BU. a) Histograma de distribución asimétrica con una cola alargada hacia valores más elevados. b) Histograma mostrando las seis subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las subpoblaciones.

Tabla 4.22. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de BU.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	9*	Si	0,163	>0,10	1,22 - 1,57	1,40 ± 0,09	0,968
δ_2	11*	Si	0,143	>0,10	1,60 - 1,92	1,78 ± 0,07	0,991
δ_3	10*	Si	0,239	>0,10	2,00 - 2,20	2,09 ± 0,06	0,996
δ_4	11*	Si	0,139	>0,10	2,26 - 2,67	2,44 ± 0,08	0,997
δ_5	4**	Si	0,195	>0,10	2,75 - 2,95	2,85 ± 0,14	0,999
δ_6	4**	Si	0,215	>0,10	3,32 - 3,38	3,35 ± 0,04	0,999

* Representatividad del tamaño de la muestra >95%. ** Tamaño de la muestra representativo al 85%.

4.12. Estación de Alabama Hills (AH)

La estación de AH se compone de un conjunto de plataformas, berrocales, bloques y bolos. En las paredes de los pequeños residuales se reconocieron dos episodios de flared slopes. Los pilancones se midieron en las dos superficies exhumadas inferiores, con la mayoría de las cavidades pertenecientes al nivel inferior. Los pilancones son mayoritariamente pans, y pits de pequeño tamaño, con un 12% de pilancones tipo sillón. No obstante, cabe destacar la presencia de un 12% de pilancones tipo pit que alcanzan

considerables dimensiones (Fig. 4.46). La altura mínima de estos pits de mayor tamaño esta por encima de los 10 cm, lo cual impide al agua de lluvia el desbordamiento, y la cavidad no llega a inundarse totalmente jamás debido a la escasa pluviosidad. La falta de desbordamientos provoca la total ausencia de exutorio como elemento erosivo, y el agua se pierde mayoritariamente por evaporación. El 66% de las cavidades desarrolla paredes verticalizadas, un porcentaje muy superior al de otras estaciones estudiadas. Los casos de pilancones inactivos son bastante frecuentes, tanto en pequeños residuales como en plataformas más extensas. Con frecuencia los pilancones presentan dos y hasta tres fases de reactivación de la meteorización. Las fases se reconocen por los perfiles escalonados en las paredes de las cavidades, las diferentes fases de encostramiento, o por el desarrollo de pilancones dentro de otros de mayor tamaño que quedaron inactivos. Se ha encontrado algún caso aislado en el que la alteración preferencial de agregados minerales ha permitido el inicio de pilancones, sin embargo, la mayoría de cavidades se relacionan con irregularidades en la superficie que nada tienen que ver con el condicionante estructural. También cabe destacar la presencia de abundante material detrítico que se ha encontrado en dos cavidades, con espesores entorno a los 10 cm. Estos pilancones no se incorporaron en el análisis morfométrico. La fracción arcillosa llega a ser considerable en alguno de estos depósitos, con desarrollo de grietas de retracción entre el material inorgánico. A pesar de algunos casos aislados, el resto de los pilancones tenían una distribución de detrito similar al encontrado en el resto de estaciones. Aunque no se han realizado mediciones de densidad de pilancones por área de afloramiento rocoso en la estación, sí se ha observado que la abundancia de esta morfología es menor que en estaciones precedentes.

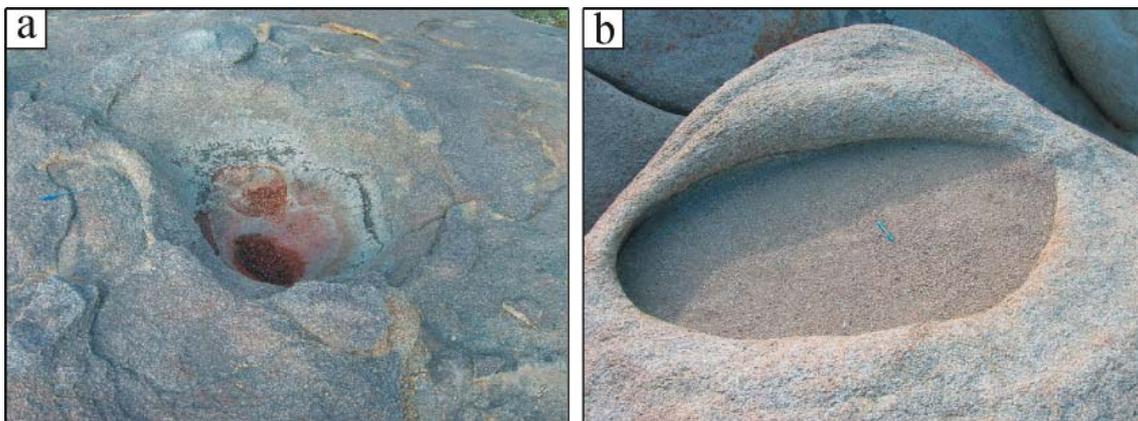


Figura 4.46. Fotografías de pilancones de la estación de AH. a) Ejemplo de un pilancón tipo pit con altura mínima mayor a 10 cm y ausencia de exutorio. En estos casos el agua no llega a desbordar por sus flancos y se pierde principalmente por evaporación. Nótese el descamado que presenta el bloque, tan típico de la erosión de estos granitos. Véase el bolígrafo como escala. b) La mayoría de los pilancones siguen siendo pans con o sin detritos. Aunque el porcentaje de cavidades con paredes verticalizadas o incluso sobre escavadas, como en este caso, es superior al de otras estaciones. Véase el bolígrafo como escala.

Tabla 4.23. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación AH. El tamaño de la muestra es de 33 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	70,0	16,2	2,4
u (cm)	19,7	5,6	1,1
Longitud (cm)	215,0	77,3	16,0
Anchura (cm)	122,0	56,5	10,0
Área (dm ²)	205,9	44,8	1,6
Volumen (L)	634,7	96,3	0,3

Las dimensiones de los pilancones de AH se encuentran entre las mayores de las estaciones medidas (Tabla 4.23; Fig. 4.47), aunque sus valores no son muy distintos de estaciones como PS o CN. La longitud promedio supera los 75 cm, con valores máximos por encima de los 2 metros. El ratio de longitud anchura se encuentra por debajo de 1,5 con escasas morfologías que presenten un alargamiento significativo. La media de las profundidades máximas es la más alta registrada entre las estaciones estudiadas, por encima de los 16 cm. Además, no existen valores extremos que ayuden a subir la media, ya que sólo un pilancón tiene un valor de h por encima de los 50 cm. La media de las alturas mínimas también es la más elevada, por encima de 5 cm. Muchos pilancones presentan exutorios, y como es normal, las cavidades de menor tamaño tienen un desarrollo incipiente de dicho elemento erosivo. Sin embargo, los pilancones tipo pit con una profundidad decimétrica carecen de exutorio. El área media esta ligeramente por de bajo de los 45 dm², y el volumen medio es bastante alto, próximo a los 100 litros. Solamente un par de pilancones tienen volúmenes que se alejen de los valores medios, superando los 600 litros, lo cual es debido al importante efecto de su profundidad.

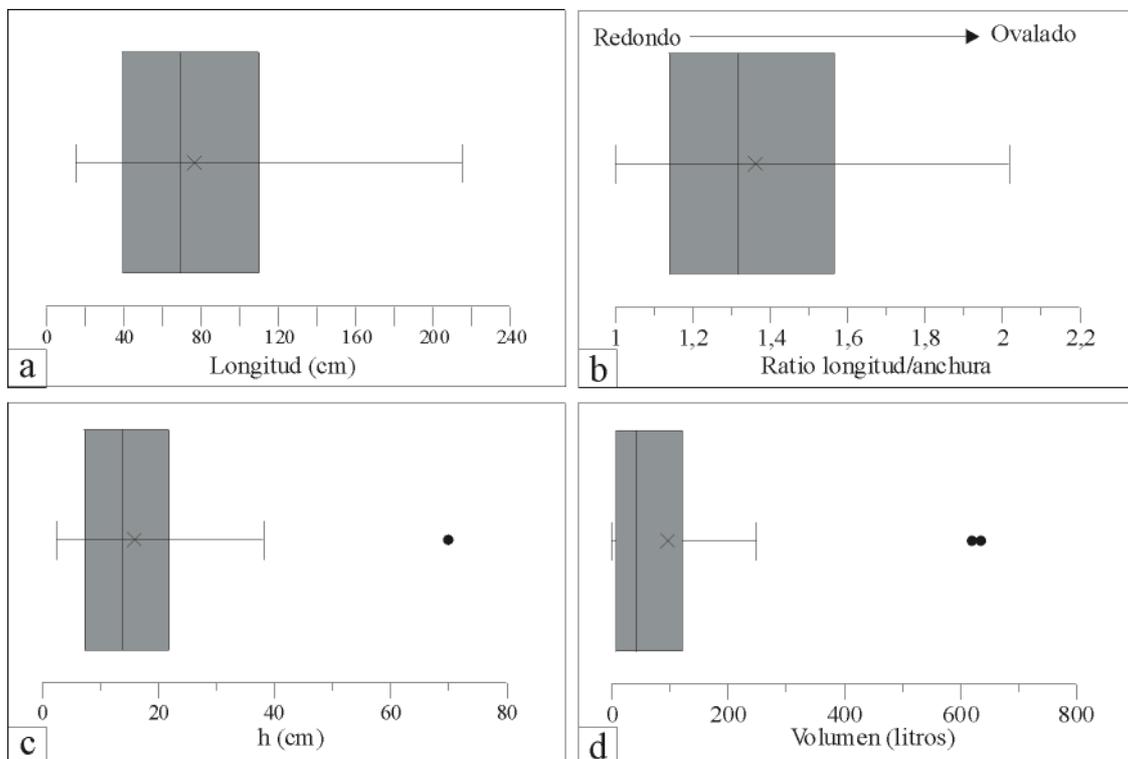


Figura 4.47. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de AH. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

El análisis multivariable muestra una relación entre parámetros muy similar al de la mayoría de estaciones (Fig. 4.48). La profundidad máxima tiene una buena correlación con el volumen. Esto reafirma la importancia de la profundidad en el gran desarrollo de cavidades, y esta acorde con su utilización en el cálculo de volúmenes. El siguiente parámetro con el que muestra una relación significativa es la profundidad mínima. Por su parte, la profundidad mínima no muestra correlaciones significativas a excepción de la existente con la profundidad máxima. La anchura y longitud muestran una elevada relación como era de esperar, y las relaciones entre los parámetros interdependientes, anchura, longitud, área y volumen, son en general altos. Gráficamente las relaciones son

similares a las descritas en otras estaciones, lineal entre anchura y longitud, y ligeramente curvas entre los parámetros interdependientes. Los gráficos que incorporan la profundidad máxima muestran al menos dos subpoblaciones en relación a las diferentes pendientes de los parámetros enfrentados, lo cual esta acorde con las diversas fases encontradas. Si se eliminan los pilancones pit que claramente no tienen exutorio, y en los que la evolución de la altura mínima es independiente del desarrollo de la cavidad, se obtiene una regresión mucho más elevada entre profundidades máximas y mínimas ($r = 0,87$). Ya que esa correlación es la más alta entre las relaciones no dependientes, a excepción del ratio longitud anchura, la relación de profundidades se considera un índice apropiado para la caracterización de la población.

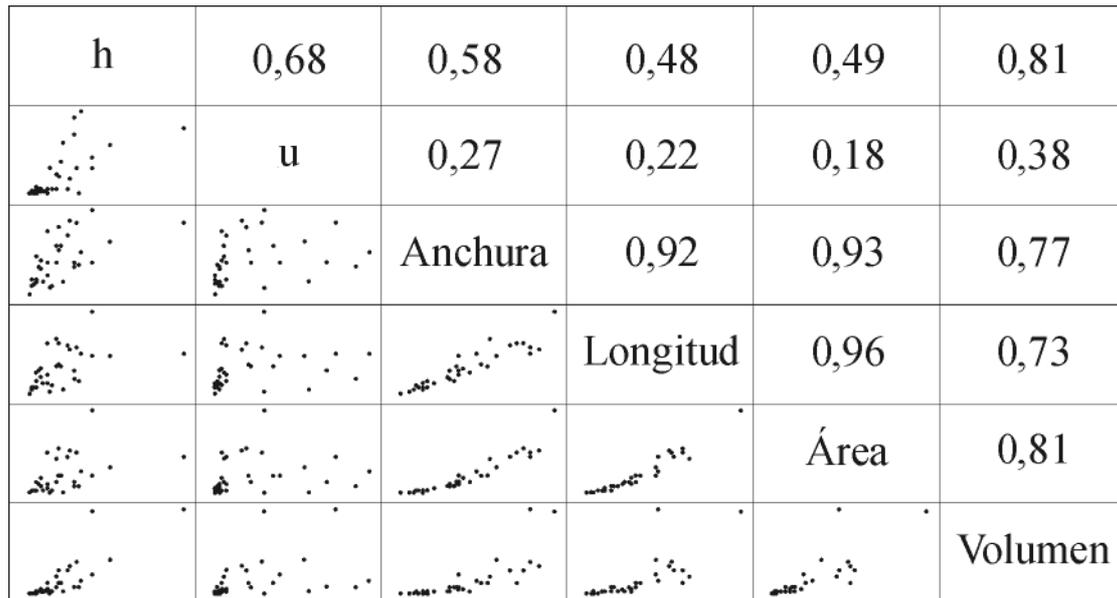


Figura 4.48. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de AH. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. Todos los coeficientes de correlación tienen un nivel de confianza $>90\%$.

El histograma de las relaciones de profundidad en la estación de AH es bastante similar al de otras estaciones con complejas historias evolutivas. Tiene una distribución de frecuencias asimétrica y una larga cola hacia valores elevados, con un ratio máximo de 16 (Fig. 4.49). Tras realizar el estudio detallado de las frecuencias se distinguen al menos cuatro subpoblaciones. En el procesado de los datos se han eliminado 9 valores. Algunos de ellos presentan agrupaciones de valores que sugieren la posible existencia de más subpoblaciones. Sin embargo, el escaso número de registros, del cual son responsables las características del afloramiento, no permite que puedan ser considerados como subpoblaciones significativas. Entre estos valores eliminados destacan agrupaciones de medidas con ratios entorno a 2,5, 5,3 y 6,0. Sin embargo, sólo se han identificado cuatro subpoblaciones estadísticamente significativas (Tabla 4.24; Fig. 4.49). La primera de las subpoblaciones tiene una índice de correlación significativamente menor al habitualmente encontrado, y sus cuatro ejemplares corresponden a pilancones tipo pit con ausencia de exutorio, e incapacidad de evacuar el agua de lluvia por desbordamiento. Por lo tanto, aunque esta población sea discernible desde un punto de vista morfológico, su índice carece por completo de un significado evolutivo. Entre el resto de las subpoblaciones, la que presenta un mayor número de registros es δ_4 . Todas las subpoblaciones encontradas han quedado registradas en los dos niveles exhumados en los que se realizaron mediciones. El

nivel inferior presenta un pilancón con un ratio de profundidad de 10, mientras que el valor máximo se localiza en el nivel superior. Por su parte, los pilancones que presentan varias fases de alteración responden adecuadamente al número de subpoblaciones reconocido, de tal modo que los pilancones con tres fases se encuentran en δ_3 o subpoblaciones con mayores valores de δ .

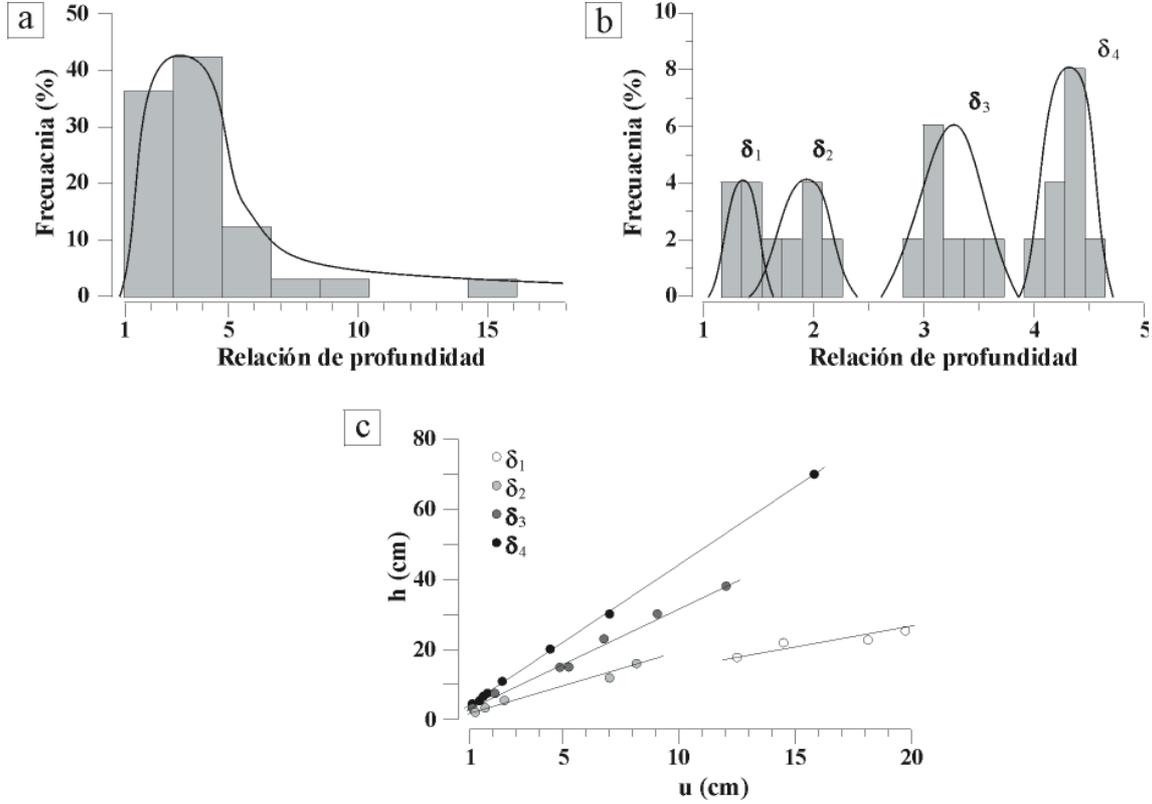


Figura 4.49. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de AH. a) Histograma de distribución asimétrica con una cola alargada hacia valores más elevados. b) Histograma mostrando las cuatro subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las subpoblaciones.

Tabla 4.24. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de AH.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	4***	Si	0,252	>0,10	1,24 – 1,52	1,34 ± 0,21	0,832
δ_2	5**	Si	0,113	>0,10	1,71 – 2,20	1,95 ± 0,23	0,984
δ_3	7*	Si	0,142	>0,10	2,88 – 3,57	3,22 ± 0,21	0,993
δ_4	8*	Si	0,153	>0,10	3,93 – 4,58	4,30 ± 0,17	0,999

* Representatividad del tamaño de la muestra >95%. ** Tamaño de la muestra representativo al 91%. *** Tamaño de la muestra representativo al 85%.

4.13. Estación de Joshua Tree (JT)

Las mediciones de la estación de JT se realizaron en lo alto de tors, domos o bloques, cuya altura sobresale entre 3 y 30 metros sobre la llanura arenosa que les rodea. Por lo tanto, a pesar de la conservación de flared slopes en los decímetros o metros inferiores a algunos residuales, no se realizaron observaciones acerca de periodos de exhumación sobre las

superficies en las que se realizaron las mediciones, ya que su exposición no pertenece con certeza a los últimos periodos de exhumación. Buena parte de los pilancones son pans o pequeños pits, aunque destaca la gran abundancia de pilancones tipo sillón en comparación a otras estaciones (33%). Esto se debe a que con frecuencia los pilancones localizados en superficies inclinadas tienen un desagüe en cascada, desarrollándose sucesivos pilancones a favor de líneas de drenaje (Fig. 4.50). Al igual que en la estación de AH el porcentaje de pilancones con paredes verticalizadas o invertidas es elevado (45%). Algunos pilancones preservan indicios de haber sufrido al menos dos fases de meteorización. Los pilancones inactivos son frecuentes en la zona, y en ellos se pueden observar incluso más fases de alteración de las cavidades. Aunque en ocasiones las diaclasas delimitan alguno de los contornos de los pilancones, no existen indicios de que el inicio de las depresiones se relacione generalmente con el patón de fracturación. La distribución de detritos dentro de los pilancones es similar al de otras estaciones, con escasas potencias en buena parte de los pilancones en los que llegan a preservarse.

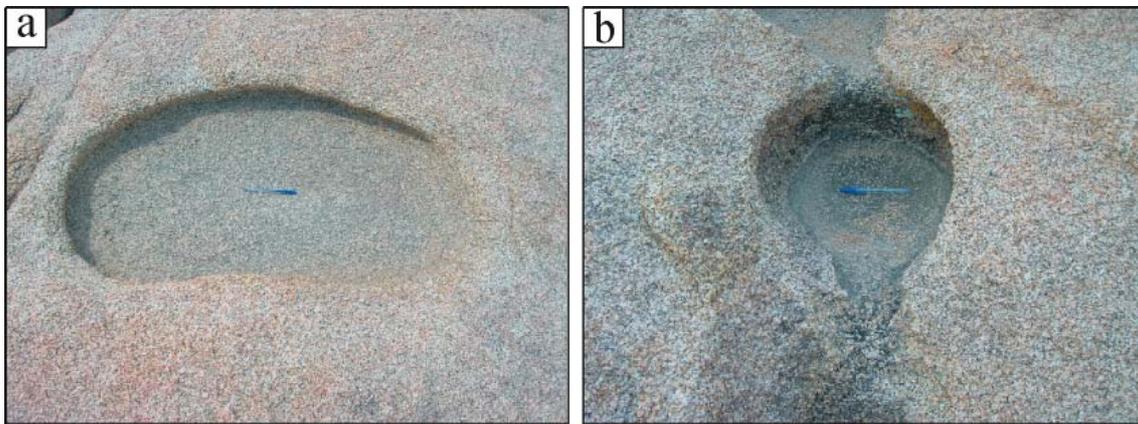


Figura 4.50. Fotografías de pilancones de la estación de JT. a) Los pilancones tipo pan son mayoritarios entre as formas de cierto tamaño. Este pilancón es ilustrativo sobre muchas características comunes en cavidades de JT: los detritos son inexistentes o escasos, las paredes están zapadas y el exutorio está bien esculpido. Nótese la ausencia de pátinas en esta cavidad. Véase el bolígrafo como escala. b) Este pilancón tipo sillón es parte de un conjunto de pilancones en cascada que se desarrolla desde la parte superior de la fotografía hacia abajo. Nótese el importante desarrollo de pátinas dentro de la cavidad. Véase el bolígrafo como escala.

Tabla 4.25. Dimensiones máximas, medias y mínimas de los parámetros medidos y estimados en la estación JT. El tamaño de la muestra es de 60 pilancones.

Parámetro	Máximo	Media	Mínimo
h (cm)	19,0	9,0	2,7
u (cm)	9,0	3,3	1,1
Longitud (cm)	170,0	58,7	15,0
Anchura (cm)	115,0	42,9	11,0
Área (dm ²)	124,6	25,6	1,4
Volumen (L)	113,4	20,8	0,4

Las dimensiones de los pilancones de JT son sustancialmente inferiores a las de AH (Tabla 4.25; Fig. 4.51). La media de las longitudes supera los 50 cm, aunque el valor máximo no alcanza los dos metros. El ratio de longitud anchura se sitúa por de bajo de 1,4 y apenas existen cavidades atípicamente alargadas. Aunque algunas cavidades se encuentran influenciadas por pequeños diques o fracturas que delimitan sus contornos, estos elementos no causan un crecimiento longitudinal excesivo a su favor. La media de las profundidades máximas es de 9 cm, prácticamente la mitad que en AH, y por

debajo de la mayoría de las estaciones expuestas a prolongados periodos de alteración, a excepción de las de la Sierra de La Cabrera. La media de las profundidades mínimas supera los 3 cm y es similar a otras muchas estaciones. Este valor medio permite que el agua desborde todos los años el exutorio sin dificultad, al menos en la mayoría de los casos. El exutorio esta bien desarrollado en casi todos los pilancones a excepción de aquellos poco evolucionados. El área media supera los 25 dm², y sin embargo, el volumen medio apenas alcanza los 20 litros. La mayoría de las cavidades desarrollan volúmenes inferiores a los 50 litros y sólo una cavidad supera los 100 litros.

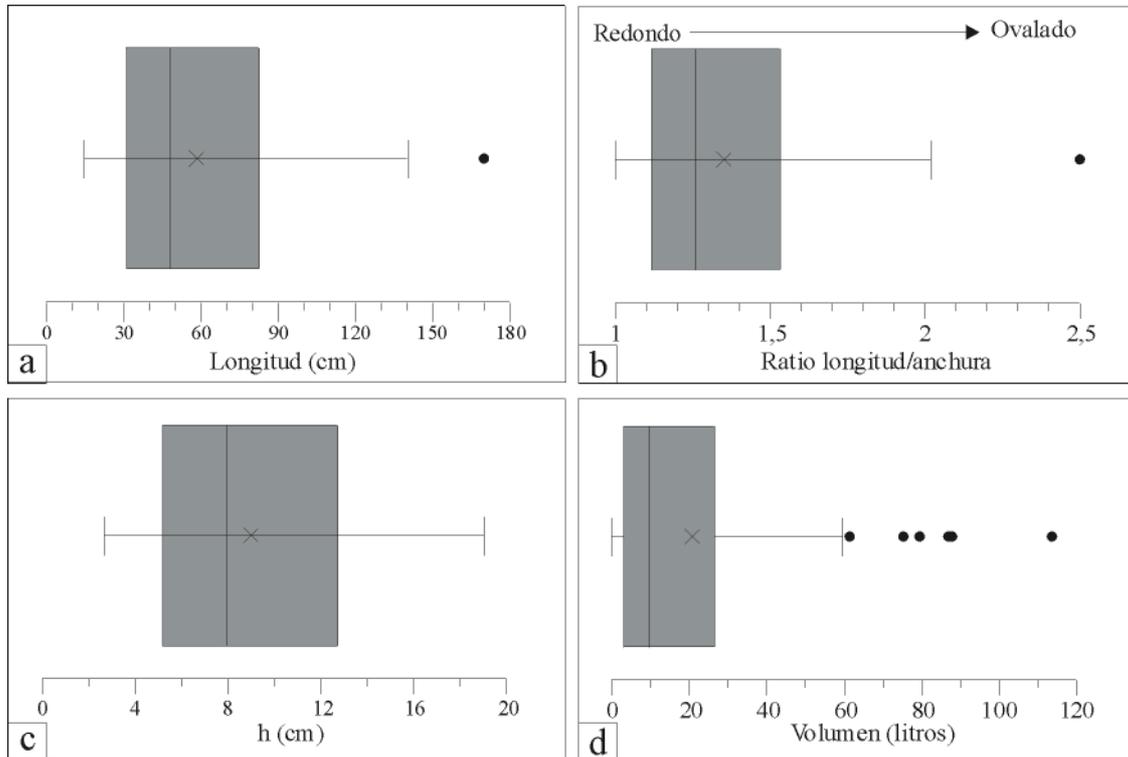


Figura 4.51. Gráficos de caja y bigotes mostrando algunas de las principales características dimensionales de los pilancones de JT. a) Longitud. b) Relación de longitud y anchura. c) Profundidad máxima, h. d) Volumen.

El análisis multivariable muestra un patrón de relaciones típico entre parámetros, con bastante similitud a buena parte de las estaciones (Fig. 4.52). La profundidad máxima tiene el mayor índice de correlación con la profundidad mínima, careciendo de relación con otras variables excepto con el volumen que es dependiente de este valor. La profundidad mínima sólo tiene relación significativa con la profundidad máxima. La anchura y longitud presentan una alto índice de correlación como indica el bajo ratio de longitud anchura y el escaso número de valores atípicos. El resto de parámetros interdependientes muestran como es habitual buenos índices de correlación. Gráficamente se observan las relaciones lineares o ligeramente curvas habituales entre parámetros. La relación entre profundidad máxima y mínima muestra la típica geometría en abanico o triángulo que caracteriza las poblaciones complejas, con valores agrupados según distintas rectas de pendiente. La relación entre profundidades presenta un adecuado índice de correlación, tras el ratio de longitud anchura y algunos de los valores dependientes, por lo que es adecuado su uso como índice morfométrico característico de la población.

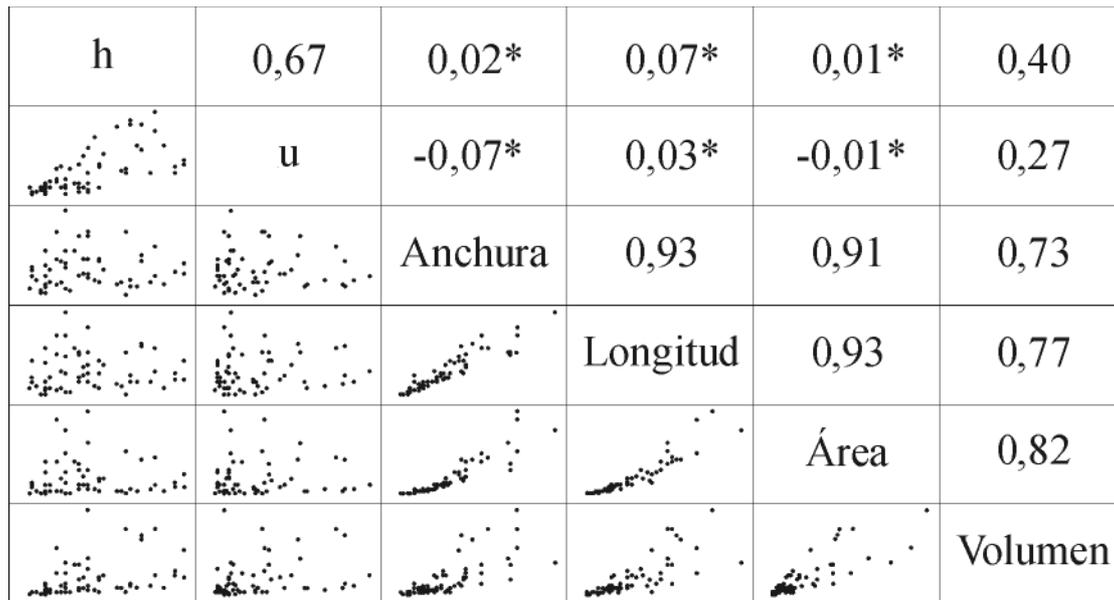


Figura 4.52. Gráfico multivariable de correlación cruzada de los parámetros medidos y estimados en la estación de JT. Al cruzarse dos parámetros en la parte inferior del gráfico se representa su dispersión (gráfico X-Y). Al cruzarse en los cuadrantes superiores se muestra la correlación (r) entre ambos parámetros. El asterisco a la derecha de algunos coeficientes de correlación indica un bajo nivel de confianza (<95%).

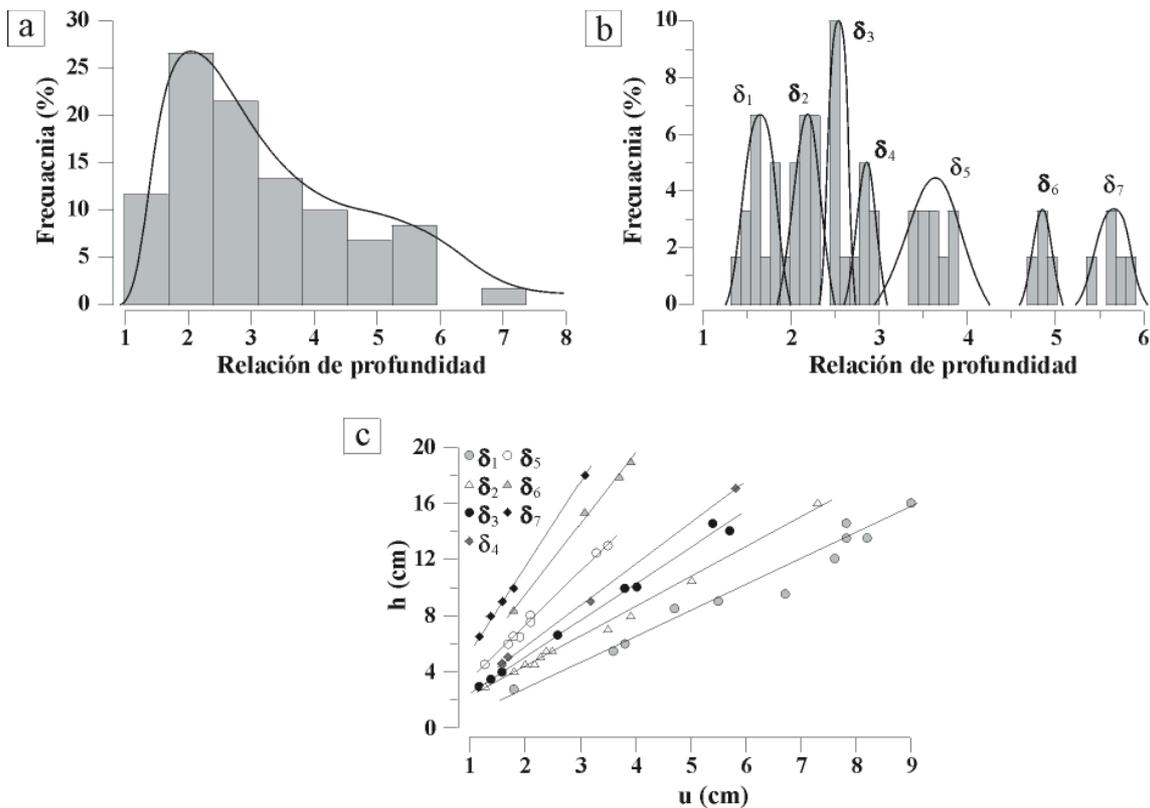


Figura 4.53. Distribución del ratio de profundidad y relación entre las profundidades máximas y mínimas en la estación de JT. a) Histograma con distribución asimétrica con una cola alargada hacia valores más elevados. b) Histograma mostrando las siete subpoblaciones de carácter normal que componen la muestra. c) Relación de las profundidades máximas y mínimas en las subpoblaciones.

El histograma de las relaciones de profundidad presenta una típica distribución asimétrica, con una cola alargada hacia valores más elevados y un ratio máximo de 6,92 (Fig. 4.53). Un estudio pormenorizado de las frecuencias revela que la muestra esta compuesta por siete subpoblaciones que sí siguen una distribución normal (Tabla 4.26; Fig. 4.53). En la elaboración de los valores de delta ha sido necesario el filtrado de seis ejemplares, con ratios comprendidos entre 4 y 5 y superiores a 6. Los índices de correlación entre profundidades son muy altos ($r^2 > 0,96$), y la representatividad del tamaño de muestra se sitúa por encima del 95% para cuatro de las subpoblaciones. A pesar de que el tamaño de muestra para las tres últimas subpoblaciones es algo inferior al deseado, su carácter aislado y la baja varianza les confiere una adecuada fiabilidad. La abundancia de registros en cada subpoblación muestra un máximo de frecuencia en δ_2 , y una progresiva disminución hasta δ_7 , tras el que se reconoce un importante escalón. En los casos en los que se han reconocido varias fases de reactivación en la meteorización de las cavidades, los pilancones pertenecen a δ_2 o valores de delta superiores a excepción de un caso perteneciente a δ_1 . En este caso anómalo el pilancón que con un ratio de profundidad de 1,62 pertenece claramente a δ_1 , presenta un ligero rebajamiento de la parte central de la cavidad, por lo que se han interpretado la existencia de dos fases de alteración. El pilancón presenta una cubierta de detritos que cubre casi por completo la parte basal de la cavidad. Además, se reconoce un recubrimiento diferencial de pátinas de óxidos en los distintos escalones. El ejemplar puede ser un caso anómalo, puede estar indicando una compleja relación entre el endurecimiento de la costra y la presencia de detritos, o puede indicar la existencia de otras fases de degradación cuyos pilancones hayan sido sistemáticamente filtrados debido a los requerimientos de partida.

Tabla 4.26. Estadísticos de la relación de profundidad en la estación de JT.

Deltas	Tamaño de muestra (n)	Test de Normalidad (Test K-S)			Rango de la RP	Valor de δ	r^2 (h/u)
		Normal	K-S D	p-valor			
δ_1	11*	Si	0,131	>0,10	1,42 – 1,86	1,64 ± 0,09	0,961
δ_2	12*	Si	0,136	>0,10	2,00 – 2,31	2,18 ± 0,07	0,994
δ_3	7*	Si	0,236	>0,10	2,46 – 2,63	2,52 ± 0,05	0,994
δ_4	5**	Si	0,246	>0,10	2,81 – 2,94	2,87 ± 0,08	0,999
δ_5	9*	Si	0,141	>0,10	3,42 – 3,81	3,59 ± 0,12	0,994
δ_6	4***	Si	0,241	>0,10	4,72 – 5,00	4,86 ± 0,18	0,997
δ_7	5**	Si	0,128	>0,10	5,42 – 5,81	5,63 ± 0,18	0,999

* Representatividad del tamaño de la muestra >95%. ** Tamaño de la muestra representativo al 91%. *** Tamaño de la muestra representativo al 85%.

5. CARACTERIZACIÓN Y MONITORIZACIÓN DEL SISTEMA

El establecimiento de hipótesis acerca de la evolución en la meteorización de pilancones, o de sus tasas de crecimiento, queda desmerecido si no es validado desde el estudio de los procesos actuales. Por lo tanto, se ha realizado un seguimiento pormenorizado de algunos pilancones con objeto de entender los procesos que están tomando parte en la formación de cavidades en la actualidad, y en lo posible valorar las tasas de meteorización. Para ello se han escogido varios pilancones pertenecientes a la estación de LD en la Sierra de Hoyo de Manzanares. El objeto es profundizar en los procesos que intervienen en la formación de cavidades, sus tasas, y sus posibles interacciones con el medio. De este modo puede realizarse una aproximación más precisa a la relación entre génesis y morfología. Esto puede permitir evaluar la fiabilidad de tasas identificadas mediante el análisis morfométrico, así como interpretar las particularidades morfológicas desde un punto de vista genético.

El estudio de los procesos activos tiene su principal fuente de información en la evolución de las aguas de la cavidad. El agua es el agente fundamental de la meteorización de pilancones. No obstante, también es un nicho ecológico de vital importancia, ya que representa un oasis de agua dulce que es utilizado por numerosas especies que dejan su impronta. Por lo tanto, estudiar las propiedades del agua implica el entendimiento de un sistema más complejo que simplemente aquel que procura la disolución de un sustrato. Un adecuado entendimiento del sistema necesita al menos de un estudio mínimo de las propiedades ecológicas, físicas y químicas del agua. La relación de estos parámetros está íntimamente ligada, y todos ellos son indispensables para entender los procesos de disolución que tienen lugar en la cavidad. El análisis de la composición química de las aguas y el estudio de su variabilidad es imprescindible para entender la efectividad de los procesos de disolución. Sin embargo, el limitado volumen de agua retenido en los pilancones, especialmente en la estación seca, no permite un muestreo sistemático. Por lo tanto, el seguimiento de las propiedades químicas se ha monitorizado mediante la medición de diversos parámetros, estableciéndose tomas de agua puntuales para cotejar la relación entre las propiedades medidas y la composición química.

Otro de los elementos que aportan una imprescindible información acerca de los procesos de alteración de la cavidad son los detritos. La organización superficial de las partículas, sus variaciones a lo largo de las estaciones o el contenido en materia orgánica pueden ser muy significativos de algunos procesos. El detallado estudio sedimentológico de los materiales, su composición, granulometría, y morfoscopía, permiten evaluar en detalle muchos de los procesos que tienen lugar. La recolección de detritos originados en diversas estaciones a lo largo del año permite evaluar la celeridad de algunos de los procesos, así como las tasas de meteorización. Además, el reconocimiento de minerales disueltos o neoformados es especialmente importante, ya que permite establecer la relación entre la composición química de las aguas y las fases minerales.

El estudio del contorno de la cavidad se restringe al sustrato que delimita el pilancón. En este caso no hay elementos que presenten variaciones estacionales apreciables, y las técnicas analíticas que pueden emplearse tienen importantes limitaciones en la obtención de información. No obstante, la interrelación de elementos y su morfología aportan una importante fuente de datos, que puede ser cotejada con los procesos identificados previamente. A pesar de la presencia de algunas limitaciones, su estudio es el más interesante, ya que permite establecer las relaciones entre formas y procesos.

5.1. Caracterización básica del sistema

La caracterización y seguimiento de la evolución del sistema se ha llevado a cabo en cuatro pilancones de la estación de LD. Los ejemplares escogidos son cavidades bien desarrolladas con dimensiones métricas que son capaces de retener agua durante prolongados periodos de tiempo, lo que facilita un estudio más continuado de las propiedades hídricas. Los pilancones han sido denominados P1, P2, P3 y P4 (Tabla 5.1; Fig. 5.1). La caracterización y seguimiento de varias cavidades permite generalizar una evolución común de las propiedades medidas, identificando aquellos registros que representen valores anómalos. Además, los pilancones tienen ligeras diferencias de tamaño, lo que puede ayudar a establecer relaciones entre dimensiones e intensidad de procesos. El seguimiento de los cuatro pilancones se ha complementado con muestreos puntuales de pilancones comprendidos en las inmediaciones, así como de la recopilación de valiosas observaciones en multitud de ejemplares, tanto en el entorno como en otras estaciones.



Figura 5.1. Aspecto de los cuatro pilancones a los que se les ha realizado la monitorización.

Tabla 5.1. Dimensiones de los cuatro pilancones a los que se les ha realizado el seguimiento.

Pilancón	Altura máxima (cm)	Altura máxima de la lámina de agua (cm)	Área (dm ²)	Volumen del pilancón (L)	Capacidad máxima de agua (L)
P1	15	8,6	69,1	69,1	22,7
P2	14	6,5	75,4	105,5	49,0
P3	14	5,1	80,1	74,7	9,9
P4	20	8,2	100,1	200,1	82,4

Los cuatro pilancones tienen profundidades superiores al decímetro y al menos uno de sus ejes alcanza el metro de longitud, lo que les proporciona en todos los casos áreas superiores a los 50 dm², y un volumen entre los 69 y 200 litros. El exutorio es una morfología erosiva bien desarrollada en los cuatro ejemplares. Las alturas del exutorio oscilan entre 5,1 y 8,6 cm, lo que determina junto al área y la forma de cada cavidad, que el volumen máximo de agua que son capaces de retener se encuentre entre unos 10 y 80 litros. Todos los pilancones se clasifican como pans, aunque el lecho de las cavidades tiene considerables diferencias, ya que en P1 presenta una reseñable concavidad, mientras que en el resto de cavidades es predominante horizontal.

Las condiciones climáticas de la región determinan la permanencia de agua en los pilancones. La estación meteorológica de Matalasgrajas situada a 1100 msnm, a los pies de la Sierra de Hoyo de Manzanares (40°30'N; 3°53'W), permite una aproximación a las condiciones hídricas y térmicas a las que se enfrentan los pilancones (Fig 5.2). En el caso de las cavidades estudiadas, generalmente el agua esta presente de forma permanente durante al menos cuatro meses al año, coincidiendo con los meses más fríos y lluviosos. Por el contrario, en verano la evapotranspiración potencial (ETP) es máxima y la pluviosidad es mínima, por lo que los pilancones pueden estar completamente secos durante meses. La influencia de la evaporación por las altas temperaturas condiciona que tras la ocurrencia de un chaparrón veraniego, el agua sólo permanezca durante unas pocas horas o días en la cavidad, en función de la cantidad llovida y la temperatura existente. Desde el punto de vista de la permanencia de agua en la cavidad, la primavera y el otoño son estaciones de transición entre la estación húmeda y la seca, en la que la presencia de agua en estos pilancones alterna en periodos de varios días o semanas. Las diferencias en el volumen de agua que es capaz de retener cada pilancón y en las dimensiones de la superficie expuesta a la radiación solar, hacen que unos pilancones se sequen antes que otros. La menor capacidad de P3 hace que por lo general sea el primer pilancón en evaporarse, mientras que el agua persiste por más tiempo en P4. Sin embargo, las complejas interrelaciones de los pilancones con su medio hacen que ese orden no se mantenga así sistemáticamente.

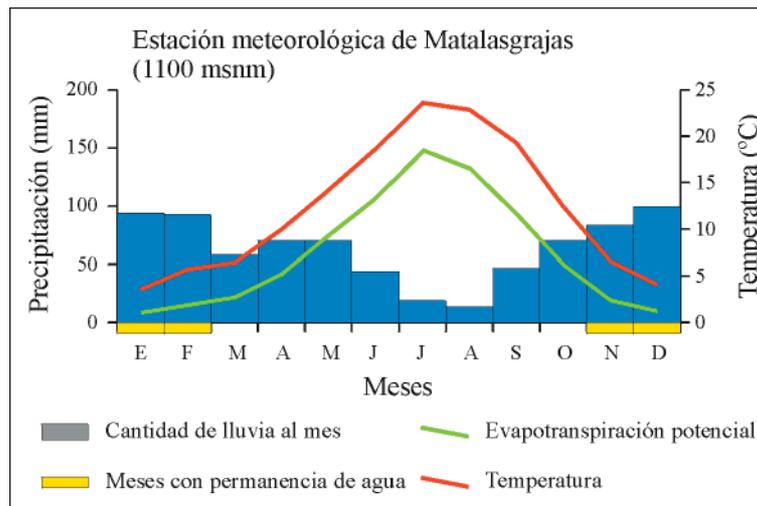


Figura 5.2. Climograma de la estación de Matalasgrajas, en la falda de la Sierra de Hoyo de Manzanares.

Los cuatro pilancones tienen materiales detríticos orgánicos e inorgánicos en su interior, aunque en distintas proporciones. P1, P2 y P4 tienen parte del lecho de las cavidades cubierto por detritos, con espesores que no superan el centímetro en aquellas zonas de mayor espesor. En cambio, P3 presenta una discontinua cubierta de detritos que se dispone de forma diseminada. En este caso el material se acumula en las irregularidades del lecho de la cavidad, alcanzando espesores de unos pocos milímetros. El fondo y la parte basal de las paredes está impregnada de una pátina oscura, que alcanza un color negro más intenso entorno al nivel de máxima inundación. Las paredes de los pilancones presentan fuertes pendientes en buena parte del contorno a excepción del exutorio. En el caso de P4, su flanco este llega a desarrollar un zapamiento ligeramente superior a 1 cm. La parte de las paredes que queda fuera del alcance del nivel de agua del pilancón desarrolla una cubierta de líquenes en la que se distinguen retazos discontinuos sin colonizar. Asociados a estos pilancones sólo hay musgos en algunos de los drenajes por los que discurre el agua

tras desbordar el exutorio, pero a cierta distancia del pilancón. Cuando los pilancones contienen agua el colorido oscuro del lecho toma unos sutiles tintes verduzcos en P1, P2 y P4, mientras que P3 presenta ligeras tonalidades rojizas.

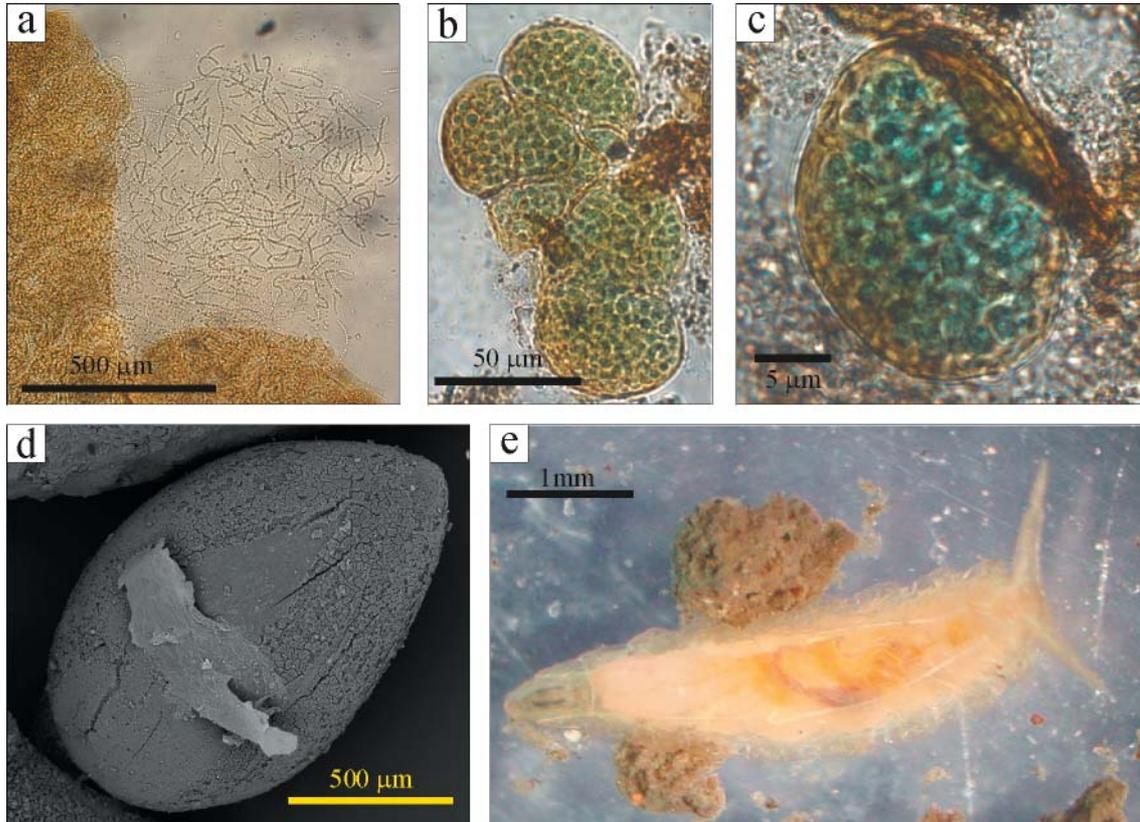


Figura 5.3. Detalles de algunos organismos y restos orgánicos de los Pilancones. a) Gran colonia de algas *Nostoc*. Al romper la cubierta mucilaginosa que engloba las colonias, éstas se disgregan en rosarios de células. b) Colonias de *Nostoc* agrupadas. c) Colonia de *Nostoc*. Su color azul intenso indica una fuerte actividad fotosintética. d) Detalle de una vaina orgánica de origen desconocido. e) Larva de *Ceratopognidae* rodeada de restos de materia orgánica en descomposición.

Se han recogido muestras de agua y restos orgánicos entre los detritos de la cavidad para realizar una identificación de organismos. Entre los restos orgánicos apreciables a simple vista destacan con frecuencia hojas de enebro y encina, ramitas, líquenes, heces de animales, pequeñas arañas o insectos muertos, y ocasionalmente restos de plumas y pelos. Pero la gran mayoría de los detritos orgánicos son restos en descomposición que forman una sustancia inconsistente de color oscuro que al secarse se deshidrata adoptando un aspecto de pequeños tallos fibrosos que llegan a formar amplios recubrimientos. Sin duda los pilancones forman un importante reservorio de agua dulce que puede servir de abastecimiento a multitud de animales. Pero no demasiados organismos se ven ligados estrictamente al pilancón, y la biodiversidad encontrada es muy baja en comparación a pilancones de otras regiones (Bayly, 1997). Un insecto, un tipo de mosca de la familia *Ceratopognidae*, desarrolla su estado larvario en estas cavidades. Por su parte, el fitoplacton está compuesto por cianobacterias verdeazuladas, de los géneros *Leptolyngbya*, y sobretodo *Nostoc*. *Leptolyngbya* es un alga filamentososa sin gran complejidad estructural y con un diámetro entorno a 1 μm . Puede reconocerse enmarañada entre los residuos orgánicos en putrefacción o en pequeñas oquedades. Por el contrario, *Nostoc* es un alga que se agrupa en colonias. Sus células presentan diámetros entre 2 y 3 μm , a excepción de los heterocitos (6 μm), que son células de mayor tamaño especializadas en la fijación

de nitrógeno atmosférico. Las colonias se engloban bajo una cubierta mucilajinosa que les sirve para adherirse y protegerse. Ambas algas son capaces de realizar fotosíntesis y producen cianotoxinas, lo que hace el ambiente tóxico para organismos que no sean resistentes a dichos compuestos, como el caso de *Ceratopogonidae*. Aunque no se han reconocido más organismos, sí se han observado estructuras orgánicas de origen desconocido. Se trata de unas vainas macizas muy rígidas con morfologías ligeramente ovaladas a notablemente alargadas. Su composición es completamente orgánica y la estructura incluye varias capas concéntricas de texturas bien diferenciadas, con lo que no parecen identificarse como heces (Fig. 5.3). En pilancones cercanos se han observado larvas u otros organismos diferentes a los encontrados en las cavidades estudiadas. Esto indica que pese a las condiciones restrictivas impuestas por las algas, otros seres vivos son capaces de colonizar el medio, y probablemente la diversidad en las cavidades esté sujeta a una dinámica activa ya que muchos de estos organismos tienen una dispersión atmosférica.

5.2. Dinámica del sistema hídrico

El seguimiento de la dinámica del agua de los pilancones se ha realizado mediante medidas puntuales a lo largo de una serie de campañas de recogida de datos. La mayoría de las mediciones se llevaron a cabo durante los años 2002 y 2003, con campañas de campo secundarias durante los años 2004 y 2006. Los parámetros escogidos para el seguimiento de las propiedades del sistema han sido la temperatura del aire, temperatura del agua, pH, potencial de oxidoreducción (ORP), conductividad y altura de la lámina de agua. Las mediciones se han acompañado de observaciones meteorológicas o del estado del pilancón que pudieran ser de utilidad para la interpretación de los datos. En total se han realizado 88 mediciones distribuidas a lo largo de 40 días.

La dinámica de las aguas presenta una importante variabilidad, con oscilaciones de diversa frecuencia, por lo que se han estudiado tres escalas temporales distintas: diaria, a lo largo de varios días consecutivos, y estacional. Las campañas de campo comprenden el seguimiento continuado de las propiedades del agua a lo largo de varios días. Se ha realizado al menos una campaña de campo en cada estación del año, siendo los periodos escogidos meteorológicamente representativos de las condiciones de la estación en la que se desarrolla. Con ello se pretende caracterizar las propiedades hídricas del sistema en condiciones meteorológicas muy diferentes. Las campañas de campo realizadas con posterioridad a los años 2002 (invierno) y 2003 (primavera, verano y otoño), pretenden la toma de datos y muestras adicionales que respondan ciertos interrogantes pendientes, y sirven a la vez para validar la representatividad de los registros obtenidos con anterioridad.

La monitorización diaria trata de identificar las importantes oscilaciones que tienen lugar a lo largo del día y la noche, como las registradas por la temperatura o la actividad biológica. La caracterización de la evolución diaria de las aguas cuenta con seis mediciones. La primera se realiza a medianoche, las siguientes a primera hora de la mañana, a media mañana, media tarde, al atardecer y por último nuevamente a media noche. Las horas exactas de las mediciones dependen de la época del año, en función del horario solar. Se trata de recoger la respuesta del sistema tras los primeros rayos del sol, en los momentos de máxima radiación y justo antes de la puesta del sol. Las mediciones

nocturnas se realizaron siempre entorno a las 24:00, con objeto de valorar la evolución del sistema bien entrada la noche.

Las mediciones a lo largo de varios días pretenden evaluar la relación de algunos parámetros con las tendencias en la temperatura, precipitaciones, o efectos de evaporación. Se ha realizado un seguimiento del sistema hídrico durante una semana, o hasta que los pilancones han quedado completamente secos. No se trata de identificar ciclos a lo largo de la semana, sino observar si existen relaciones entre los parámetros medidos. Es decir, variaciones en la temperatura, pérdidas o ganancias del volumen de agua retenido, así como si éstas coinciden con las de otras escalas temporales estudiadas. La toma de datos se ha realizado al menos una vez al día siempre que ha sido posible, con al menos dos días en los que se realiza un seguimiento completo. La medición completa de varios días permite realizar una interpolación de los ciclos diarios y valorar posibles variaciones en su amplitud. Si a lo largo de un día sólo se registra una medición ésta ha sido realizada a media noche, con objeto de que las condiciones de radiación solar en el momento de la medición no influyan, y los valores sean más significativos en la comparación.

5.2.1. Oscilaciones diarias

Los pilancones son sistemas hídricos de agua estancada con volúmenes que sólo en raras ocasiones superan unos cientos de litros de capacidad. Su pequeño volumen provee al sistema de una escasa inercia, y en consecuencia la variabilidad de los ciclos diarios adquiere una gran importancia. Este es el caso de algunas de las propiedades del sistema, en las que los ciclos diarios son más significativos que las oscilaciones anuales o las causadas por cambios meteorológicos. La dinámica de las propiedades hídricas a lo largo de un día mantiene siempre una estructura común, que se ve modificada con pequeñas variaciones según cambien las condiciones ambientales. A continuación se describe la evolución característica de los parámetros medidos a lo largo de una jornada, y un ejemplo gráfico puede seguirse en la figura 5.4.

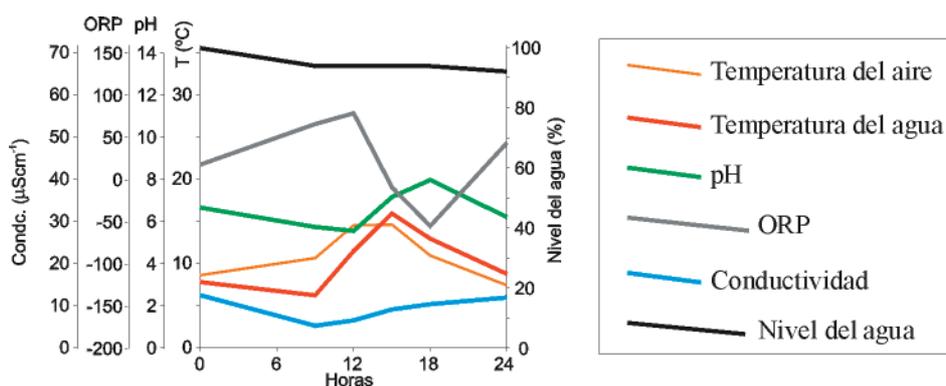


Figura 5.4. Evolución diaria de las propiedades medidas en el sistema hídrico del pilancón P2 el 3 de noviembre de 2003.

Las variaciones de radiación solar entre el día y la noche hacen que los cambios de temperatura del aire a lo largo de una jornada oscilen entre 5 y 15 °C para los periodos medidos, en función de la estación en la que se encuentren. Como es lógico, los valores de máxima temperatura se alcanzan en las horas centrales del día. La temperatura del agua sigue una evolución pareja a la de la temperatura del aire, aunque los valores máximos

tienen un cierto retraso, alcanzándose siempre a media tarde. A pesar de ello, la amplitud térmica que registra el agua es equivalente a la que presenta la atmósfera. El lapso de tiempo entre el máximo en la temperatura del aire y el agua puede alcanzar unas horas o ser prácticamente despreciable, en función de los distintos factores ambientales. Por su parte, el pH también tiene un ciclo diario muy característico con un mínimo a primera hora de la mañana y un máximo a lo largo de la tarde, generalmente justo antes de la puesta de sol. Aunque las oscilaciones del pH tienen cierta similitud a las de la temperatura del agua, existe un retardo muy marcado en todos los casos, y la correlación entre ambos parámetros es baja, incluso corrigiendo el retardo. La amplitud de la oscilación diaria es muy significativa, siendo con frecuencia de varias unidades de pH, llegando incluso a alcanzar en algunos casos variaciones de más de 4 unidades de pH. La amplitud en las variaciones de pH es probablemente la característica más particular de las propiedades monitorizadas. Las oscilaciones encontradas son muy superiores a las descritas en medios relativamente similares, como pequeños lagos y charcas (p. ej. Laraque et al., 1998; Arauzo et al., 2000). Las variaciones diarias son superiores incluso a aquellas presentes en ambientes con condiciones de fuerte variabilidad en la acidez de las aguas, como los estuarios (p. ej. Bacelar-Nicolau et al., 2003; Baudrimont et al. 2005). Por lo tanto, y hasta donde llega el conocimiento del autor, la amplitud de la acidez de las aguas presentes en pilancones es la más alta registrada en un medio natural. La amplitud diaria permite que de forma cotidiana los valores oscilen entre ácidos y básicos. El gran rango de valores registrado en los pilancones monitorizados permite que con frecuencia se alcancen valores de pH por encima de 8 e incluso de 9, lo cual contrasta con los valores ligeramente ácidos que se esperan de un agua de lluvia.

El potencial de oxido-reducción (ORP) es un parámetro con un registro inversamente proporcional al de las variaciones de pH. Por lo tanto, mientras el pH oscila entre ácido y básico, el ORP varía entre positivo y negativo. La conductividad es un parámetro muy irregular en sus oscilaciones diarias. La amplitud de sus variaciones depende de la estación en la que se encuentre. Durante la mayoría del año las oscilaciones en la conductividad y sus oscilaciones tienen valores muy limitados. Sin embargo, durante la estación seca, en verano y en primavera, los valores de conductividad se disparan alcanzando varios cientos de μScm^{-1} , y unas oscilaciones de decenas o cientos de μScm^{-1} . Las variaciones registradas no presentan una estructura diaria bien definida, y la escasa amplitud de las oscilaciones diarias no ayuda a reflejar una evolución común a lo largo de los días. Sin embargo, para la mayoría de los casos los valores de conductividad más elevados se presentan por la noche, con uno o varios mínimos a lo largo del día. Por último, el volumen de agua de la cavidad depende de los aportes del agua de lluvia y las pérdidas originadas principalmente por evaporación. La evaporación tiene una fuerte componente estacional, por lo que en los meses de invierno las pérdidas por evaporación son casi despreciables, mientras que en verano se pueden llegar a perder varios centímetros en una sola jornada. A este respecto no sólo la temperatura es determinante, también hay condicionantes meteorológicos, como la presencia de un cielo nublado o la humedad ambiental.

5.2.2. Estacionalidad de las oscilaciones diarias

La radiación solar tiene una gran importancia en las variaciones registradas en los pilancones, no sólo en las diferencias entre el día y la noche, sino entre las distintas estaciones. Por su parte, la precipitación parece tener menor influencia en estas variaciones, a excepción de la registrada en la conductividad. Sin embargo, hay que tener en cuenta

que es el factor esencial para la prolongación de agua en el sistema, y por tanto de la durabilidad de los procesos que en él tienen lugar. En consecuencia, ambos factores ambientales son determinantes para los procesos que se desarrollan en el pilancón y que quedan registrados por los parámetros medidos. Para esquematizar la dinámica de las aguas en los distintos pilancones a lo largo del año se ha representado un día concreto con características representativas de cada estación (Fig. 5.5). En la tabla 5.2 se han sintetizado los valores medios y la amplitud de los registros a lo largo de las campañas de los años 2002 y 2003, atendiendo a las distintas estaciones y a cada pilancón. Además, se han resumido los valores máximos y mínimos registrados a lo largo de todas las campañas de campo (Tabla 5.3).

Tabla 5.2. Valores medios y oscilaciones diarias de la temperatura, pH y conductividad.

	Estación	Temp. (°C)	Δ Temp. (°C)	pH	Δ pH	Cond. (μScm ⁻¹)	Δ Cond. (μScm ⁻¹)
P1	Invierno	6,7....	5,7....	5,72	1,99	8,3	6,0
	Primavera	11,7....	14,0....	6,13	2,64	13,4	6,6
	Verano	20,5....	10,2....	7,05	1,22	155,5	76,8
	Otoño	11,5....	7,5....	6,35	1,98	9,8	6,2
P2	Invierno	7,0....	5,9....	5,77	1,12	10,3	7,7
	Primavera	13,6....	14,6....	5,89	2,16	13,0	7,7
	Verano	20,4....	9,7....	7,35	1,81	166,0	101,4
	Otoño	11,6....	7,5....	6,30	2,17	10,3	7,1
P3	Invierno	7,1....	6,0....	6,21	3,02	9,1	8,1
	Primavera	13,6....	13,5....	6,60	4,07	20,7	17,4
	Verano	20,6....	10,3....	7,79	4,00	144,7	119,2
	Otoño	11,5....	7,7....	7,02	3,66	13,1	12,5
P4	Invierno	7,9....	5,6....	5,90	1,51	14,8	3,7
	Primavera	13,3....	12,8....	6,09	2,40	11,4	5,2
	Verano	20,7....	10,3....	7,20	1,65	124,4	126,9
	Otoño	11,5....	6,9....	6,97	2,98	7,1	4,5

Tabla 5.3. Valores máximos y mínimos registrados a lo largo de todas las campañas de monitorización.

Pilancón	Temp. (°C)		pH		ORP		Cond. (μScm ⁻¹)	
	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.
P1	27,0	3,5	8,58	4,70	123,0	-88,5	281,0	5,3
P2	29,1	3,1	8,84	4,79	122,0	-107,2	266,0	5,3
P3	28,0	3,2	9,75	4,12	152,0	-151,0	304,0	3,5
P4	28,5	2,9	8,74	4,90	115,0	-95,9	424,0	3,9

La temperatura del agua tiene un ciclo anual muy marcado que sigue las oscilaciones de la temperatura del aire, con máximo en verano y mínimo en invierno, siendo el rango de los valores medios registrado de unos 13 °C. La amplitud diaria de temperatura es máxima en primavera, con oscilaciones próximas a los 15 °C, y mínimas en invierno con rangos entre 5 y 6 °C. El retardo entre los valores máximos de temperatura entre el aire y el agua es máximo en primavera y otoño, mientras que en verano no es apreciable con la frecuencia de las mediciones realizadas, debido a las altas temperaturas y al menor volumen de agua retenida. El pH tiene también importantes variaciones a lo largo de las estaciones, con máximos en verano y los mínimos en invierno. Los valores medios son ligeramente ácidos o neutros en todos los casos menos en verano que presenta valores algo básicos. La diferencia en el valor de pH medio entre estaciones es superior a una unidad en todos los casos. La oscilación diaria de pH no presenta una estación con un máximo o mínimo definido, ya que cada pilancón responde de forma diferente. Sin embargo, la

amplitud entre estaciones alcanza en todos los casos valores superiores a una unidad de pH. El hecho más reseñable en la amplitud de valores no tiene lugar entre estaciones sino entre pilancones. El pilancón P3 es con diferencia la cavidad con mayor rango de valores de pH, y además presenta unos valores medios ligeramente más básicos. Es destacable la amplitud diaria que llega a alcanzar este pilancón, con valores superiores a 4 unidades de pH. Esto ha permitido que los valores máximos diarios se sitúen con frecuencia por encima de 9, y el pH máximo registrado sea de 9,75. No existen variaciones biológicas, petrológicas o microclimáticas que favorezcan esta circunstancia, y el único factor al que puede atribuírsele es a su menor volumen de agua retenido, así como a un ratio área/volumen mayor que los otros ejemplares monitorizados.

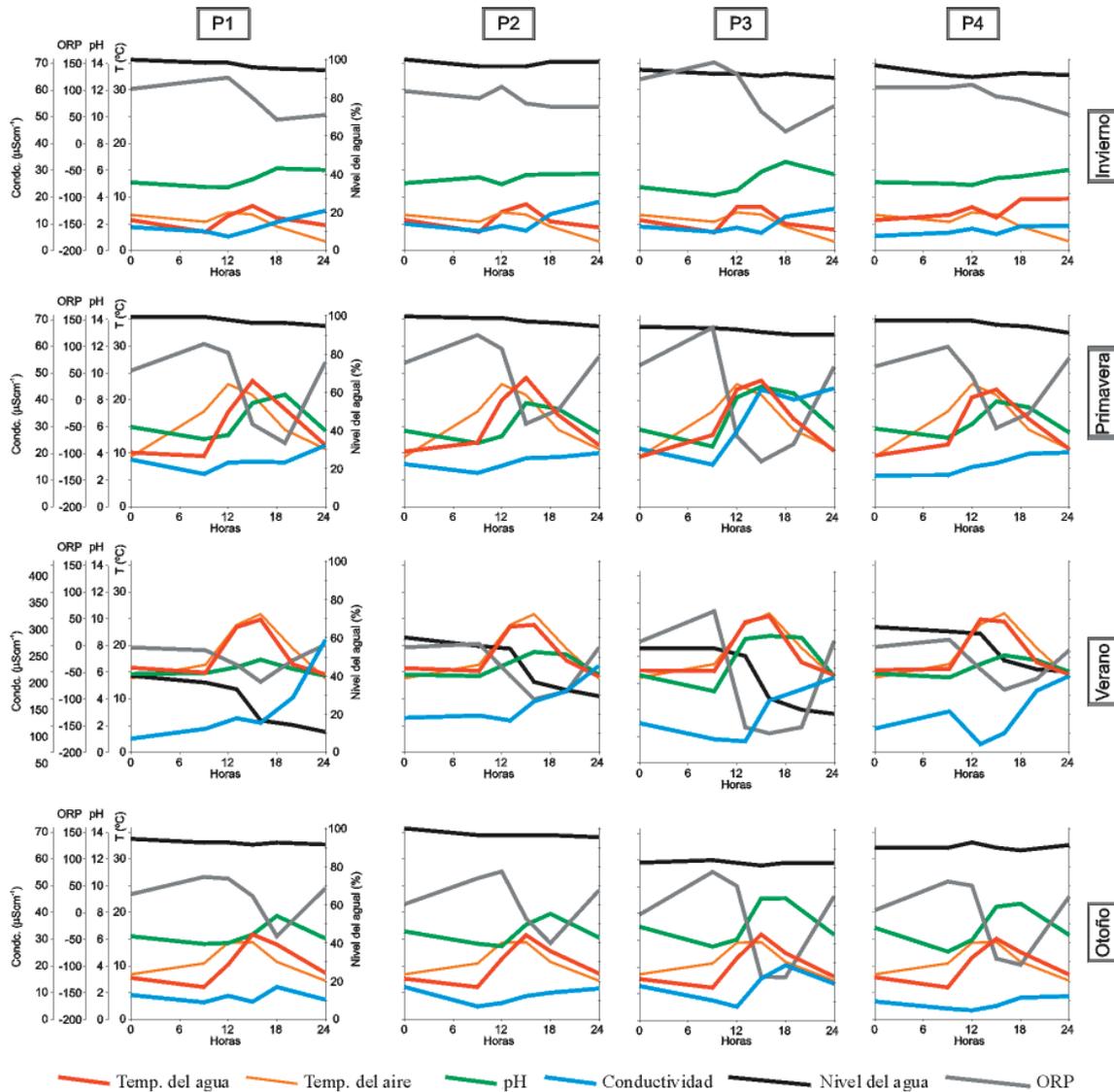


Figura 5.5. Dinámica diaria de los parámetros estudiados en los cuatro pilancones monitorizados a lo largo de las distintas estaciones del año. Nótese que la escala de conductividad en verano es distinta que la del resto de estaciones.

El ORP sigue un comportamiento afín al del pH. La solución alterna normalmente entre un ambiente oxidante y reductor, en la medida que su pH suele oscilar entre valores ácidos y básicos. Sin embargo, en invierno los valores de pH son menores y los promedios son mayoritariamente ácidos, con lo que la solución presenta unos valores de ORP

positivos, indicando unas condiciones netamente oxidantes a lo largo de prolongados periodos de tiempo. La conductividad tiene por término medio unos valores muy bajos a lo largo de todas las estaciones, a excepción de los periodos estivales. Durante gran parte del año la conductividad media oscila entre 8 y 20 μScm^{-1} , con oscilaciones diarias de entre 4 y 17 μScm^{-1} . Sin embargo, en verano los valores se disparan espectacularmente, con valores medios por encima de los 100 μScm^{-1} y oscilaciones diarias que pueden llegar a alcanzar la centena de μScm^{-1} . El valor máximo de conductividad registrado ha llegado a superar los 400 μScm^{-1} . A pesar de que el ciclo diario no está claramente definido, las amplias oscilaciones registradas en verano parecen apoyar la existencia de un máximo nocturno. Los valores anómalamente altos registrados en verano han sido también reconocidos ocasionalmente en otras estaciones como primavera, siempre en relación a prolongados periodos sin lluvias.

Por último, la lámina de agua es un parámetro muy relacionado con la pluviosidad y el balance radiativo. En invierno con una evaporación muy reducida las cavidades suelen presentar un volumen de agua próximo a la máxima capacidad. Las pérdidas por evaporación son mínimas de un día para otro, y las lluvias ocasionales reemplazan con facilidad los volúmenes perdidos. Las pérdidas por desbordamiento tienen lugar siempre por el exutorio, y no tienen relación únicamente con periodos de lluvias que hacen que el nivel de agua rebose. En periodos sin lluvias el viento favorece la pérdida de agua por la agitación de las aguas dentro de la cavidad. Las mermas en los valores de la lámina de agua originadas por el viento no suelen ser muy importantes desde un punto de vista cuantitativo, aunque en base a las observaciones realizadas se estima que la reducción de la lámina de agua puede llegar a ser superior a 1 cm. En verano el efecto de la evaporación es determinante en la reducción de la lámina de agua. La evaporación no tiene una disminución continuada y regular a lo largo del día, sufriendo la inmensa mayoría de las pérdidas en unas pocas horas concentradas en el mediodía. La evaporación en un día de verano suele superar el centímetro, y se ha llegado a registrar una pérdida de hasta 5 cm de la lámina de agua en un solo día. La pérdida de lámina de agua en primavera y otoño presenta situaciones intermedias entre el invierno y el verano. No se ha observado, como cabría esperar, una relación directa entre la lámina de agua y los valores de conductividad. Existen notables variaciones en la conductividad que no guardan relación alguna con cambios en el volumen de agua, mientras los cambios repentinos en la evaporación no tienen siempre una respuesta directa en el aumento de la conductividad. A pesar de ello, parece existir una cierta relación, ya que a grandes rasgos sí se observa que menores volúmenes de agua coinciden con mayores valores de conductividad.

5.2.3. Tendencias de medio plazo

En este apartado se analiza la relación entre los parámetros medidos y las variaciones en la tendencia de algunos factores del sistema a lo largo de varios días; como cambios en la temperatura, pérdida de la lámina de agua o el efecto de las lluvias. El seguimiento de las propiedades de las cuatro cavidades ha sido esquematizado en la figura 5.6, en la que el aspecto más notorio no son los ciclos diarios, que han sido con frecuencia interpolados, sino las tendencias generales de cada uno de los parámetros. En cada estación se ha intentado realizar un seguimiento a lo largo de una semana, a excepción del verano, cuando la monitorización se realizó hasta la total evaporación del agua en cada pilancón. El periodo seleccionado en invierno mantiene en todo momento un volumen de agua muy constante y próximo al máximo de su capacidad, y además cuenta

con dos episodios de lluvias de 2,8 y 17 mm respectivamente. Por su parte, la temperatura presenta un pequeño máximo en mitad de la semana. En la primavera, el registro presenta una progresiva disminución en la lámina de agua, aunque ningún pilancón estuvo próximo a la evaporación total. En cuanto a las temperaturas, éstas siguen un ligero y paulatino aumento a lo largo de la semana. En verano las mediciones se realizaron tras una tormenta de unos 10 mm, en la que el agua permaneció en los pilancones entre tres y cuatro días. Las pérdidas por evaporación son muy fuertes, mientras que la limitación en la duración del periodo estudiado no permite evaluar tendencias en la temperatura. Por último, el registro de otoño tiene una estabilidad de la temperatura a lo largo de la semana, una progresiva disminución de la lámina de agua de poca importancia, y se produjo una pequeña lluvia (<1 mm) a mediados de semana.

El pH muestra una tendencia similar a la temperatura, y no parece verse afectado por las variaciones en el nivel de la lámina de agua. En el pH de invierno se reconoce un máximo hacia la mitad de la semana, en primavera la tendencia tiene un progresivo aumento y en verano y otoño parece estar estabilizado. Por su parte, las amplitudes de los ciclos diarios de temperatura no afectan al rango de pH diario. Las pérdidas de agua por evaporación no parecen jugar ningún papel en las variaciones del pH. Del mismo modo los ciclos diarios de pH resultan invariantes respecto a los episodios de lluvia registrados (Tabla 5.4). En este caso, las variaciones del pH a lo largo de varios días siguen una relación positiva con la temperatura, en consonancia con lo observado a lo largo de las estaciones donde verano presenta un máximo e invierno un mínimo.

Por otro lado, la conductividad parece tener cierta relación con la temperatura y con las pérdidas de agua por evaporación. En invierno se distingue un máximo relativo de la conductividad hacia mitad de la semana coincidiendo con la temperatura, mientras que el nivel de agua es estable. En primavera, el aumento de la conductividad es progresivo en consonancia con el incremento de temperatura y la disminución de la lámina de agua. Sin embargo, se observa que la tendencia en la conductividad aumenta considerablemente con niveles de agua más bajos. En especial P3 que alberga menores volúmenes de agua, triplica su conductividad al final de la semana cuando la cantidad de agua retenida baja del 40% de la capacidad máxima. En verano el aumento de la conductividad es exponencial a medida que las cavidades se aproximan a la total evaporación, a pesar de que los súbitos descensos en la lámina de agua no responden a un inmediato cambio en la conductividad. Por último, la estabilidad de la lámina de agua y la temperatura en otoño coinciden con la homogeneidad del registro de la conductividad.

Tabla 5.4. Valores de temperatura, pH y conductividad registrados en episodios de lluvia significativos a lo largo de las campañas de toma de datos. El pluviómetro se coloca unos días o semanas con anterioridad a la campaña de toma de datos. Por lo tanto, los valores de conductividad pueden estar ligeramente sobreestimados, debido a la caída de partículas atmosféricas en el receptáculo los días anteriores al episodio de lluvia.

Fecha	T (°C)	pH	Cond. (μScm^{-1})
11-I-2003	0,3	4,77	12,3
15-VI-2006	30,7	6,77	367,0
18-X-2006	13,9	6,17	14,1
22-X-2006	14,0	5,37	6,4

Los ciclos diarios en la conductividad y la falta de relación directa con la disminución en la lámina de agua, indican la existencia de procesos más importantes para la variabilidad que la disminución en el volumen de agua estancada. Sin embargo, con niveles de agua que se aproximen a la desecación, el incremento en solutos determina un aumento en los valores de fondo, como indican las observaciones de verano o los últimos días de primavera. Por lo tanto, el volumen de agua parece ganar importancia en su relación con la conductividad al tener bajos registros, mientras que parece despreciable con volúmenes por encima del 50% de la capacidad. Igualmente, las aportaciones de agua de lluvia parecen carecer de una respuesta en la conductividad de las aguas del pilancón. En parte por la escasa representatividad de las cantidades llovidas, pero sobretodo porque los valores de conductividad del agua de lluvia no son muy distintos a los de las aguas del pilancón (Tabla 5.4). La relación con la temperatura es compleja. En los ciclos diarios la conductividad es máxima a media noche, cuando se registran las temperaturas más bajas. Sin embargo, tanto la tendencia estacional como las observaciones en el seguimiento durante varios días sugieren que hay una cierta relación en el aumento de conductividad con incrementos de la temperatura. En consecuencia, y aunque la temperatura pueda tener un cierto reflejo en la conductividad, los procesos que la afectan son complejos y tienen una respuesta desigual a las variaciones térmicas.

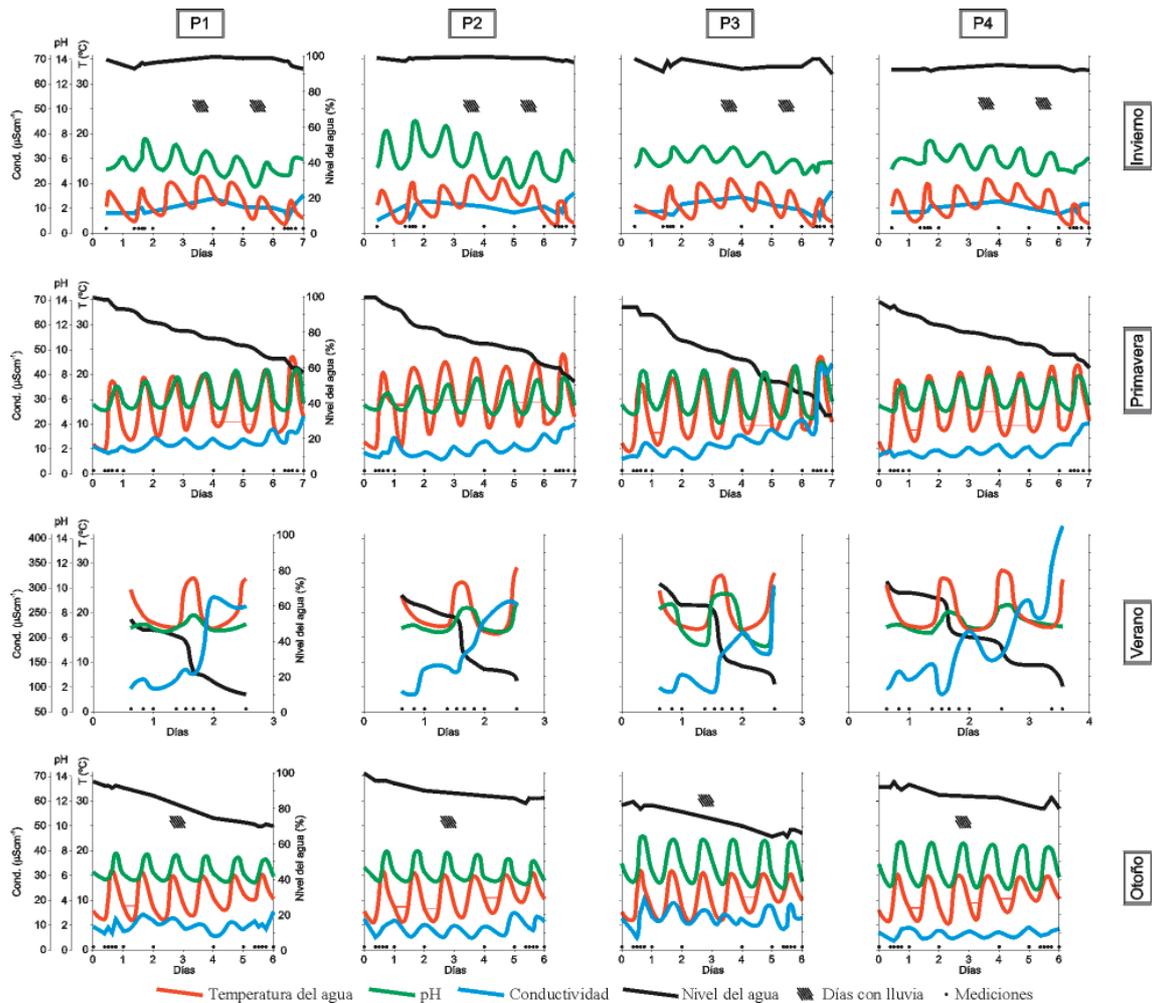


Figura 5.6. Dinámica de las principales propiedades estudiadas en las aguas en los cuatro pilancóns monitorizados a lo largo de varios días y según las distintas estaciones. Nótese que la escala de conductividad en el verano es distinta que la del resto de las estaciones.

5.2.4. Síntesis de los parámetros medidos en el sistema hídrico

El estudio de la temperatura, pH, ORP, conductividad, y altura de la lámina de agua ha permitido caracterizar las propiedades esenciales y la dinámica de las aguas del pilancón. Algunos de los resultados registrados han sido inesperados, como el amplio rango de pH, los valores básicos o la elevada conductividad en algunos casos. En este apartado se hace una valoración conjunta de los datos recogidos, sus relaciones y las tendencias. Para ello se han representado los histogramas de las principales variables monitorizadas y sus relaciones en la figura 5.7, mientras que las variaciones en las diferentes estaciones a lo largo del año han sido esquematizadas en la figura 5.8. Ambos gráficos incluyen el conjunto de mediciones en todos los pilancones.

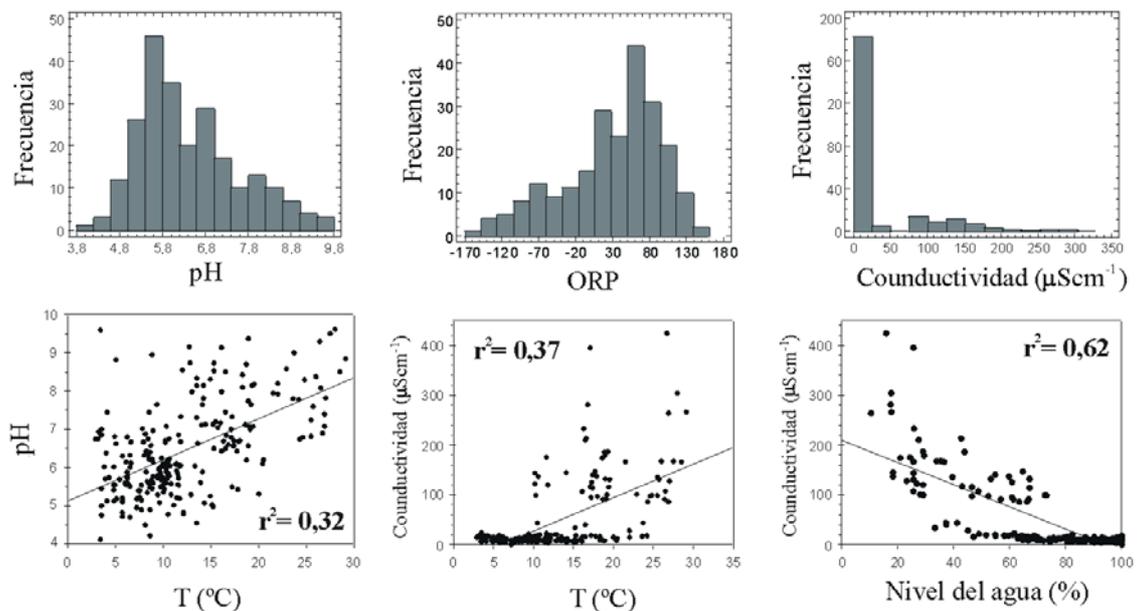


Figura 5.7. Relaciones entre los principales parámetros medidos en las aguas de los pilancones y distribución de frecuencias del pH, ORP y conductividad.

La acidez del sistema tiene un amplio rango de valores cercano a 6 unidades de pH. La mayoría de registros tienen valores ligeramente ácidos a neutros, aunque se han reconocido con frecuencia mediciones netamente básicas. El ORP tiene una distribución de frecuencias similar e inversa al pH. Los registros oscilan entre positivos y negativos, aunque los valores promedio son netamente positivos, indicando las condiciones mayoritariamente oxidantes del sistema. La conductividad tiene valores muy bajos durante gran parte del año ($<20 \mu\text{Scm}^{-1}$), en la que sólo ocasionalmente se producen valores atípicamente elevados ($>100 \mu\text{Scm}^{-1}$), que se concentran tras periodos con una prolongada ausencia de lluvias. Además las lluvias en estos periodos tienen igualmente valores de conductividad muy elevados. Las relaciones entre parámetros muestran por lo general una baja correlación, cuyos índices no mejoran sustancialmente si los pilancones son evaluados individualmente. El pH entre un día y otro aumenta al incrementarse la temperatura, sin embargo su correlación es muy baja, lo que refleja la amplia dispersión originada por los ciclos diarios de pH, que no tienen relación directa con la temperatura. No obstante, a pesar de la dispersión, la tendencia parece confirmarse gráficamente. La conductividad y la temperatura del agua tienen igualmente un índice de correlación bastante bajo, y la distribución de puntos muestra una completa independencia. Los valores de

conductividad extremos son responsables de que el índice de correlación sea ligeramente superior al del pH y la temperatura, aunque esto se debe claramente a un artefacto al prolongar el eje de las conductividades. Por su arte, al relacionar la conductividad con el volumen de agua retenido en la cavidad se observa un índice de correlación moderado. Sin embargo, la correlación numérica es engañosa debido a los valores extraordinarios de conductividad. Nuevamente se observa la amplia distribución, en este caso de volúmenes de agua, con una relación invariante de la conductividad. La clara distinción de valores muy bajos y elevados de la conductividad y la ausencia de tendencias afines entre los dos conjuntos de valores, parece reflejar la existencia de factores externos independientes a la temperatura o el nivel del agua y que dominan la señal. En consecuencia, y pese a la relación teórica que la temperatura y el volumen de agua tienen con la conductividad, sus efectos se ven mermados por la existencia de otros factores.

Al evaluar los parámetros medidos estacionalmente se reflejan claramente las variaciones de temperatura siguiendo la tónica normal en cada estación del año, con un mínimo invernal y un máximo estival. Los valores de pH son máximos en verano coincidiendo con las máximas temperaturas, albergando la mayoría de las mediciones en esta estación valores ligeramente básicos. En el resto de las estaciones los valores suelen ser ligeramente ácidos. No obstante, cabe destacar que en todas las estaciones el rango de pH es elevado. El ORP muestra valores más reductores en verano, con un ambiente básicamente oxidante a lo largo del invierno y la primavera. La conductividad es baja a excepción de aquellos periodos en los que se produjeron lluvias tras prolongados periodos de estiaje. El verano es la estación con mayor conductividad, aunque en primavera se han reconocido algunos valores ciertamente elevados.

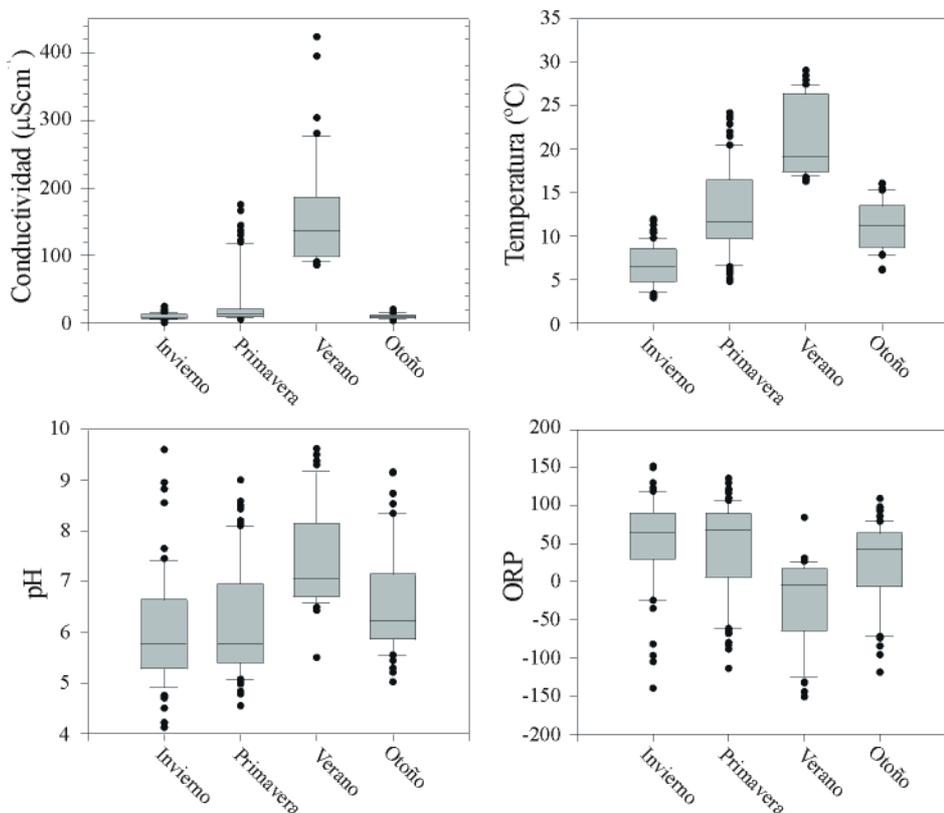


Figura 5.8. Gráficos de caja y bigotes de la temperatura del agua, pH, ORP y conductividad para cada estación del año.

5.3. Propiedades químicas del sistema

El análisis químico de las aguas en muestreos puntuales a lo largo del periodo de monitorización, establece una relación entre los parámetros medidos y la presencia de solutos disueltos. El estudio conjunto de las propiedades del agua y su análisis químico permite la identificación de algunos de los procesos que tienen lugar en la cavidad.

5.3.1. Oscilación diaria del pH y su relación con el CO₂ y O₂ disueltos

Una de las características más llamativas del sistema es la existencia de ciclos diarios, especialmente los que afectan al pH. Su existencia ya había sido descrita con anterioridad en pilancones (Emery, 1946; Fairbridge, 1968; Hedges, 1969), y su dinámica en sistemas hídricos de pequeñas dimensiones es bien conocida (p.ej., Davies-Colley et al., 1999; Craggs et al., 2004; Tadesse et al., 2004). Los estudios de detalle en sistemas cerrados de pequeño tamaño indican que el proceso fundamental en relación al incremento del pH a lo largo del día es la fotosíntesis del fitoplancton. La fotosíntesis en pilancones también ha sido descrita en varios trabajos por su relación con variaciones en el CO₂ disuuelto (Udden, 1925; Bögli, 1960). En nuestro caso, la identificación de algas fotosintéticas, así como el incremento del pH a lo largo del día sugieren que efectivamente la fotosíntesis es el proceso principal en el aumento diario del pH. La acidificación de las aguas que cierra el ciclo diario tiene relación con la respiración de algas y otros organismos y por la putrefacción de los restos orgánicos. Para evaluar la importancia de estos procesos se han realizado mediciones de CO₂ y O₂ disueltos en el agua, y también se han realizado observaciones de la exolución de gases en el agua.

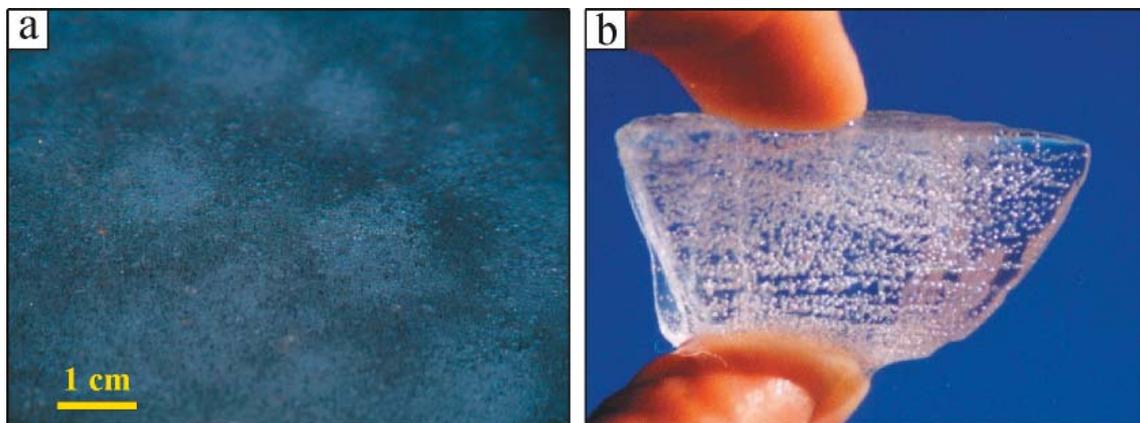


Figura 5.9. Burbujas de gas atrapadas en el hielo durante la noche. a) Aspecto general de la superficie helada de un pilancón. b) Sección vertical de un pedazo de hielo en la que se observan una distribución subhorizontal de las burbujas.

En los meses de invierno, es frecuente que durante la noche se genere una capa helada en la superficie del pilancón. El hielo formado puede tener espesores de unos pocos milímetros o incluso centímetros, y su crecimiento se desarrolla por lo general a lo largo de la noche. En las capas de hielo formadas es frecuente observar burbujas atrapadas en el hielo (Fig. 5.9). La densidad de burbujas puede ser muy importante dando un aspecto blanquecino al hielo. La distribución anisótropa de burbujas se debe principalmente a irregularidades en la base de la superficie helada, con acumulación preferencial en las zonas más altas. Las burbujas están compuestas presumiblemente por CO₂, producto de la respiración de algas junto a otros organismos, y por la descomposición de restos orgánicos en el lecho del pilancón.

El proceso de la fotosíntesis a lo largo de su fase lumínica, tiene como resultado un aumento del pH en relación al consumo de CO_2 , y la producción de O_2 a partir del agua. La luz es el agente catalizador de esta reacción, por lo que la intensidad solar es un factor importante en los procesos fotosintéticos. Durante la noche, la fase lumínica de la fotosíntesis se detiene, persistiendo tan sólo la fase oscura que no tiene repercusiones en las variaciones de pH del agua. La respiración de los seres del pilancón, que se lleva a cabo a lo largo de toda la jornada, toma entonces un papel primordial en la regulación de las variaciones del pH, lo que conlleva un consumo de O_2 y la producción de CO_2 . También la putrefacción de los restos orgánicos, tan abundantes en el pilancón, es una fuente adicional de CO_2 . Para evaluar las relaciones existentes entre los organismos y el pH se han realizado mediciones del CO_2 y O_2 disueltos en el agua de los cuatro pilancones monitorizados a lo largo de la fase lumínica de una jornada (Fig. 5.10). La relación inversa entre los valores de CO_2 y O_2 disueltos indica que el proceso de fotosíntesis está siendo mayoritario. La pauta que describe el pH es bastante afín a la del O_2 disueltos e inversamente proporcional a la del CO_2 . Por lo tanto, el pH parece reflejar adecuadamente los ciclos de fotosíntesis/respiración. Sin embargo, la relación no es perfecta lo que confirma la existencia de otros procesos secundarios como la descomposición, y no se descarta la existencia de otros ciclos biogeoquímicos.

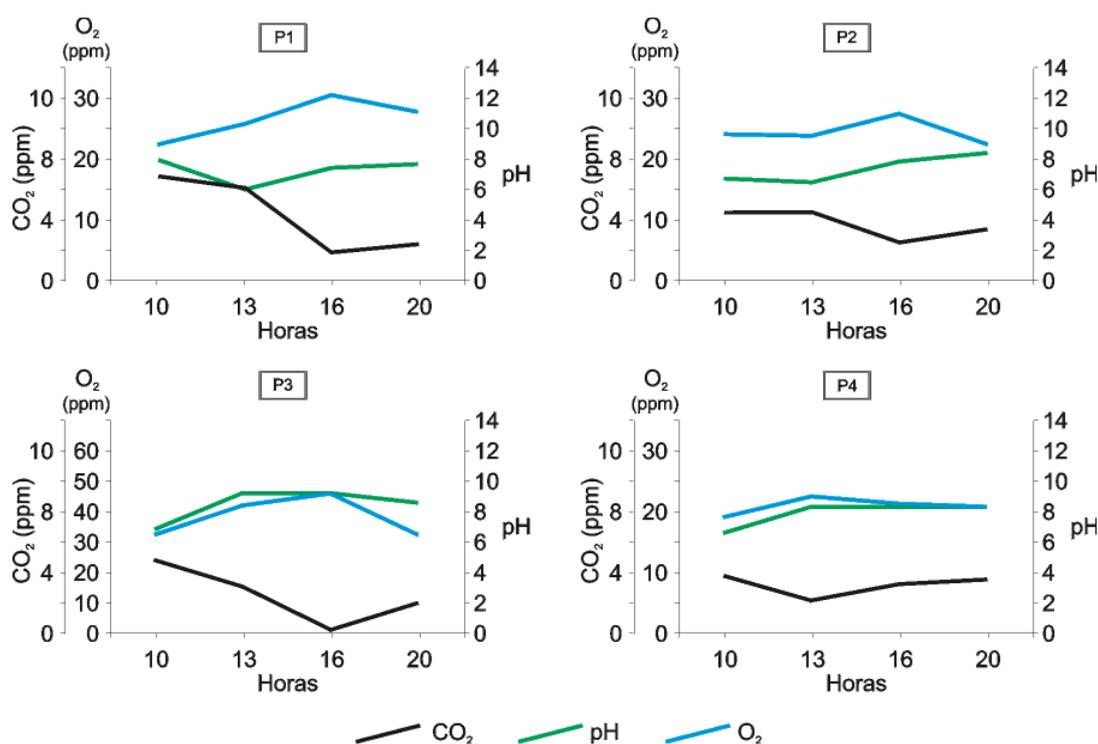


Figura 5.10. Evolución conjunta del pH, oxígeno y dióxido de carbono disueltos en el agua de los pilancones a lo largo de un día.

5.3.2. Estacionalidad de los principales productos de solución del sustrato

Las condiciones químicas a lo largo del año son notoriamente diferentes en las distintas estaciones, lo que ha quedado registrado en los parámetros como la conductividad o el pH. Se ha realizado un análisis químico del agua de cada pilancón para cada una de las cuatro estaciones, con el objetivo de valorar como esas variaciones afectan a los procesos de disolución y precipitación en el pilancón. Las muestras fueron recogidas a

lo largo de la tarde en las estaciones de invierno y otoño, y por la noche en primavera y verano. Los análisis se han realizado con un AAS y los elementos seleccionados han sido Si, Al, K, Ca, Na, Fe, Cu, Pb y Zn. En todos los casos el Cu, Pb y Zn dieron valores por debajo de la resolución del método. Los resultados analíticos del resto de los elementos están expresados en la tabla 5.5. Los análisis realizados no son suficientes como para considerar los datos obtenidos como valores medios representativos de la estación en la que se han medido. No obstante, los datos registrados permiten una aproximación, y se considera que pueden ser valores promedio indicativos del periodo en el que se realizaron. Por tanto, lo que se pretende en este apartado es una primera cuantificación de los solutos presentes, así como valorar su variación a grandes rasgos entre muestras pertenecientes a distintas estaciones del año.

Tabla 5.5. Análisis químicos de las aguas de los cuatro pilancones monitorizados a lo largo de las estaciones del año. Las determinaciones se han realizado mediante AAS.

Muestra	Si (ppm)	Al (ppm)	K (ppm)	Ca (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Cond. (μScm^{-1})	
Invierno	P1	281,00	29,62	5,00	6,00	30,00	70,21	13,7
	P2	93,95	27,78	5,00	4,00	30,00	78,24	20,0
	P3	78,04	50,26	3,00	3,00	20,00	57,89	16,4
	P4	140,63	56,88	3,00	5,00	20,00	70,17	14,3
Primavera	P1	219,62	<1,00	21,23	5,85	39,52	<1,00	23,0
	P2	88,78	<1,00	18,16	5,85	32,04	<1,00	20,2
	P3	107,47	<1,00	2,17	4,39	1,41	<1,00	44,2
	P4	154,21	<1,00	3,05	3,81	1,32	<1,00	20,2
Verano	P1	37,85	<1,00	37,20	11,46	42,69	<1,00	281,0
	P2	15,42	<1,00	25,09	9,87	36,20	<1,00	233,0
	P3	11,21	<1,00	6,32	10,11	2,11	<1,00	210,0
	P4	23,37	<1,00	2,31	1,25	0,55	<1,00	213,0
Otoño	P1	10,75	<1,00	10,20	1,36	12,09	<1,00	10,4
	P2	7,94	<1,00	6,54	1,54	5,36	<1,00	8,0
	P3	8,87	<1,00	1,05	2,22	1,01	<1,00	18,4
	P4	21,96	<1,00	1,42	9,01	4,69	<1,00	6,6

Hay que destacar que los valores de conductividad tienen una correlación despreciable respecto al total de elementos disueltos que se han considerado en los análisis mediante AAS. Esto se debe a la existencia de otros elementos que no tienen origen en la disolución de la roca y que representan la mayoría de iones disueltos. El estudio de dichos elementos se ha llevado a cabo mediante analíticas de ICP-MS, y será evaluado en el apartado 5.3.3. Los resultados químicos realizados mediante AAS revelan una notable variabilidad de solutos en el pilancón a lo largo de las estaciones. También se observa que las oscilaciones registradas no son siempre proporcionales y en ocasiones ni siquiera coincidentes entre distintos pilancones. Sin embargo, a grandes rasgos se pueden observar unas características comunes. Atendiendo a los elementos medidos, el invierno es la estación que registra mayor número de solutos, siendo el Si el elemento con mayor presencia en la solución. El Fe es el segundo elemento más abundante en invierno, aunque en el resto de las estaciones no alcanza proporciones que le permitan ser medido mediante AAS. El Al juega un papel similar al del Fe, con valores relativamente altos en invierno e indeterminables en el resto de las estaciones. Entre el resto de los elementos el Na es el más abundante, seguido del K y dejando al Ca en último lugar. Tras el invierno, la primavera presenta también una elevada cantidad de solutos, favorecida por el elevado contenido en Si. La notable disminución del Si en verano y otoño favorece que estas estaciones presenten una composición mucho más diluida en las especies químicas medidas.

Las variaciones de Na, K y Ca son desiguales entre los pilancones a lo largo de las estaciones. P1 y P2 muestran un mínimo muy marcado en otoño y un máximo en verano. Por su parte, P3 y P4 presentan un máximo en invierno destacado sobre unos valores mucho más bajos y con pocas variaciones el resto del año. Cabe recordar que cuando las aguas desbordan los pilancones P1 y P2 están conectados, al igual que P3 que drena hacia P4, lo que pudiera justificar en parte esta similitud en la tendencia de la composición química. La mayor proporción de K y Na respecto al Ca esta acorde con la mayor abundancia de feldespatos potásicos y albita (feldespato sódico) respecto a la anortita (feldespato cálcico) en el plutón de Hoyo de Manzanares (Bellido et al., 1990a). Las importantes variaciones en la abundancia de especies disueltas, especialmente el Si, Fe y Al, parecen indicar que los procesos de disolución son variables a lo largo del año. Además la falta de relación entre el Si, Al y Fe con el Na, K y Ca indican que el sistema es claramente incongruente, y que la disolución se ve asociada a la precipitación de especies minerales. No obstante, para valorar los efectos de disolución y precipitación mineral en función de los análisis químicos del agua, es preciso primero atender a los datos provenientes de los depósitos detríticos y las paredes del pilancón.

5.3.3. Determinación de solutos principales

La falta de relación de solutos asociados a la disolución de la roca caja con la conductividad, ha requerido de un análisis más amplio de la composición química, que permitiera esclarecer los solutos principales que intervienen en el sistema hídrico. En este caso los análisis se han realizado empleando un ICP-MS. Hay que reseñar que debido a que los análisis de los apartados 5.3.2 y 5.3.3 se han realizado mediante técnicas diferentes (AAS e ICP-MS), las comparaciones entre valores absolutos han de realizarse con cautela, y no es posible realizar una aproximación cuantitativa entre las mediciones. La toma de aguas para su análisis mediante ICP-MS ha sido muestreada exclusivamente en el pilancón P4. Se han realizado mediciones a lo largo de varios días en periodos caracterizados por su elevada conductividad (mayo y junio), así como por valores de conductividad bajos (octubre). También se han realizado tomas de muestras de dos jornadas completas para caracterizar la importancia de las oscilaciones diarias en la química de las aguas. Ambos días coinciden con valores típicamente altos (en junio) y bajos (en octubre) de la conductividad. Además se han realizado mediciones de la composición química de las aguas de lluvia.

Tabla 5.6. Composición de aguas de lluvia de los elementos más significativos medidos con ICP-MS.

Día	Na (ppm)	Mg (ppm)	Al (ppm)	Si (ppm)	P (ppm)	S (ppm)	K (ppm)	Ca (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Br (ppm)	Sr (ppm)
4 Mayo 2006	1366,5	389,9	0,0	533,4	99,7	9709,5	1078,4	8717,9	1,7	0,0	0,0	36,9
15 Junio 2006	2093,1	618,3	15,4	217,6	151,3	2317,5	3885,4	9362,5	9,7	14,7	18,8	32,8
18 Octubre 2006	508,3	65,9	3,4	1,0	0,0	0,0	444,4	701,8	11,0	11,0	5,0	2,7
22 Octubre 2006	514,9	34,0	0,0	3,8	0,8	0,0	659,5	118,8	4,9	7,2	0,0	0,4

Los valores de solutos analizados mediante ICP-MS muestran una adecuada correlación con los valores de conductividad ($r^2=0,64$ en octubre y $r^2=0,86$ en mayo y junio). Este hecho viene a confirmar que la falta de relación entre conductividad y solutos medidos mediante AAS estaba determinada por la presencia de elementos no considerados en las analíticas. En efecto, el Cl y el S representan más del 50% de solutos disueltos en las mediciones de mayo y junio, mientras que en las mediciones de otoño el S constituye el 25%. La composición de las aguas de lluvia juega un papel determinante en la abundancia de ciertos elementos en los pilancones. Los valores de conductividad en el agua de lluvia son muy elevados durante periodos de estiaje (Tabla 5.4), lo cual se ve corroborado por el elevado porcentaje de algunos elementos en dichas aguas (Tabla 5.6). La presencia de elementos como el S es claro producto de la contaminación atmosférica. En periodos de estiaje la acumulación de contaminantes atmosféricos es elevada, favorecida por la falta de lluvias y fuertes vientos (Monzón et al., 1999; Pujadas et al., 2000). Tras prolongados periodos sin lluvias, las tormentas de verano representan un proceso de lavado atmosférico que carga el agua de lluvia de solutos (Gómez-Moreno et al., 2006). Al igual que el S, otros elementos medidos en el agua de lluvia están relacionados con el polvo atmosférico, como el Ca y en menor medida el Si, Na, K y Mg (p. ej., Goudie y Middleton, 2001). Algunos de estos elementos representan el total o buena parte de la concentración registrada durante los periodos analizados en las aguas del pilancón. A pesar de que el Cl no se ha encontrado en las aguas de lluvia, su origen es claramente atmosférico. Su carácter volátil no ha permitido registrarlo en las aguas de lluvia. Sin embargo, su presencia en las aguas del pilancón ha sido posible gracias a su incorporación activa en los ciclos biogeoquímicos de los organismos de los pilancones. Cabe destacar la baja proporción de Al incorporada al sistema a lo largo de los periodos de lluvias registrados, así como la insignificante abundancia de Si en las lluvias del periodo húmedo, como se ve en el registro de otoño.

Las aguas de los pilancones muestran una composición variable dependiente del nivel de agua y de las oscilaciones diarias. En otoño con un nivel de agua estable, las concentraciones no variaron significativamente, mientras que en junio, con una disminución de la lámina de agua entorno al 50% se produjeron considerables aumentos en la concentración de solutos. Sin embargo, una vez más los ciclos diarios son los responsables de las variaciones más significativas. En la figura 5.11 se han representado los elementos mayoritarios junto con los valores de pH y conductividad registrados durante las campañas de campo. Cada jornada se ha separado en dos gráficos para facilitar la lectura de los distintos elementos. Algunos elementos tienen una tendencia muy similar a la del pH, principalmente el Ca, pero también del Cl y el S. Otros elementos muestran una variabilidad menos evidente, ya que su variación no es homogénea en la jornada monitorizada en junio y en octubre, tal es el caso del Na o el Mg. Por su parte otros elementos muestran una distribución indiferente o con variaciones poco significativas en relación al pH, como el Si, Al y el K. La conductividad viene determinada en general por la abundancia de los elementos principales como el S, Cl y Ca, por lo que parece constituir un ciclo diario. Sin embargo, en octubre con proporciones mucho más bajas de los elementos mayoritarios afectados por el pH, como Ca y S, las variaciones de otros elementos juegan un papel importante. En otoño, cuando las aguas están más diluidas, las variaciones de elementos como el K o el Si, que no tienen una oscilación similar a la del pH, son responsables de oscilaciones irregulares en la conductividad, lo que puede causar que el ciclo diario de la conductividad pueda quedar en ocasiones desdibujado.

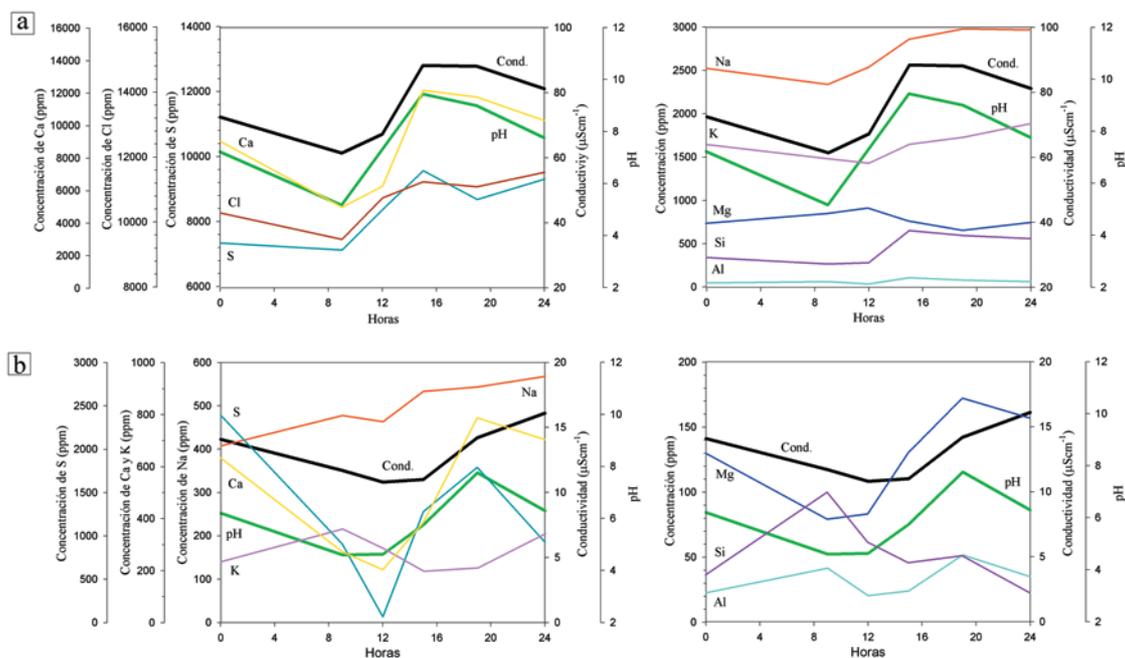


Figura 5.11. Composición química de las aguas del pilancón P4 a través de un día entero. a) 17 de junio de 2006. b) 19 de octubre de 2006. Los elementos representados son aquellos medidos mediante el ICP-MS con un mayor porcentaje en la solución. Cada jornada se ha dividido en dos gráficos (izquierda y derecha) para mejorar su visualización. En cada gráfico se ha mantenido los parámetros de pH y conductividad para facilitar su comparación. Nótese la diferencia de escala entre distintos elementos.

Los elementos que tienen una clara relación con el pH, como S, Cl o Ca, son elementos característicos de los ciclos biogeoquímicos, y son habitualmente incorporados en las funciones vitales de las cianobacterias. La amplitud de sus oscilaciones abarca siempre rangos por encima del 15%, que en ocasiones como en el caso del S en la jornada medida en otoño alcanza el 97%. Estas sustancias son incorporadas y liberadas diariamente por los organismos del pilancón, sin impedir que a su vez puedan formar parte en otras reacciones no orgánicas. La abundancia del Cl y S justifican en parte la baja biodiversidad de estos pilancones, ya que en exceso, ambos elementos son fuertes inhibidores de la vida para la mayoría de las especies. Esta composición agresiva de las aguas, se suma a los fuertes requerimientos del nicho ecológico caracterizado por las cianotoxinas liberadas por las algas, y por los fortísimos contrastes de pH que pueden llegar a registrarse.

Una vez analizadas las variaciones diarias en la composición química en los pilancones, y la composición de las aguas de lluvia, es necesario realizar una valoración acerca de la representatividad de las oscilaciones estacionales realizadas mediante los análisis de AAS. Las variaciones de Si, que a lo largo del año mostraban un porcentaje superior al 95% son muy superiores a las registradas en los ciclos diarios. Además los aportes de Si en las aguas de lluvia durante periodos de lluvias no son significativos. Del mismo modo, las variaciones del Al y Fe registradas en el pilancón a lo largo de las estaciones parecen ser muy significativas, debido a los valores ínfimos en las aguas de lluvia y a su baja implicación en las oscilaciones diarias. Las analíticas del Ca mediante ICP-MS muestran valores muy superiores a los registrados en las tendencias estacionales. Su importante presencia en aguas de lluvia confirma su origen externo en buena medida, pero el fuerte contraste con las mediciones estacionales indica que su distribución es irregular, precedera y dependiente de los aportes proporcionados por episodios

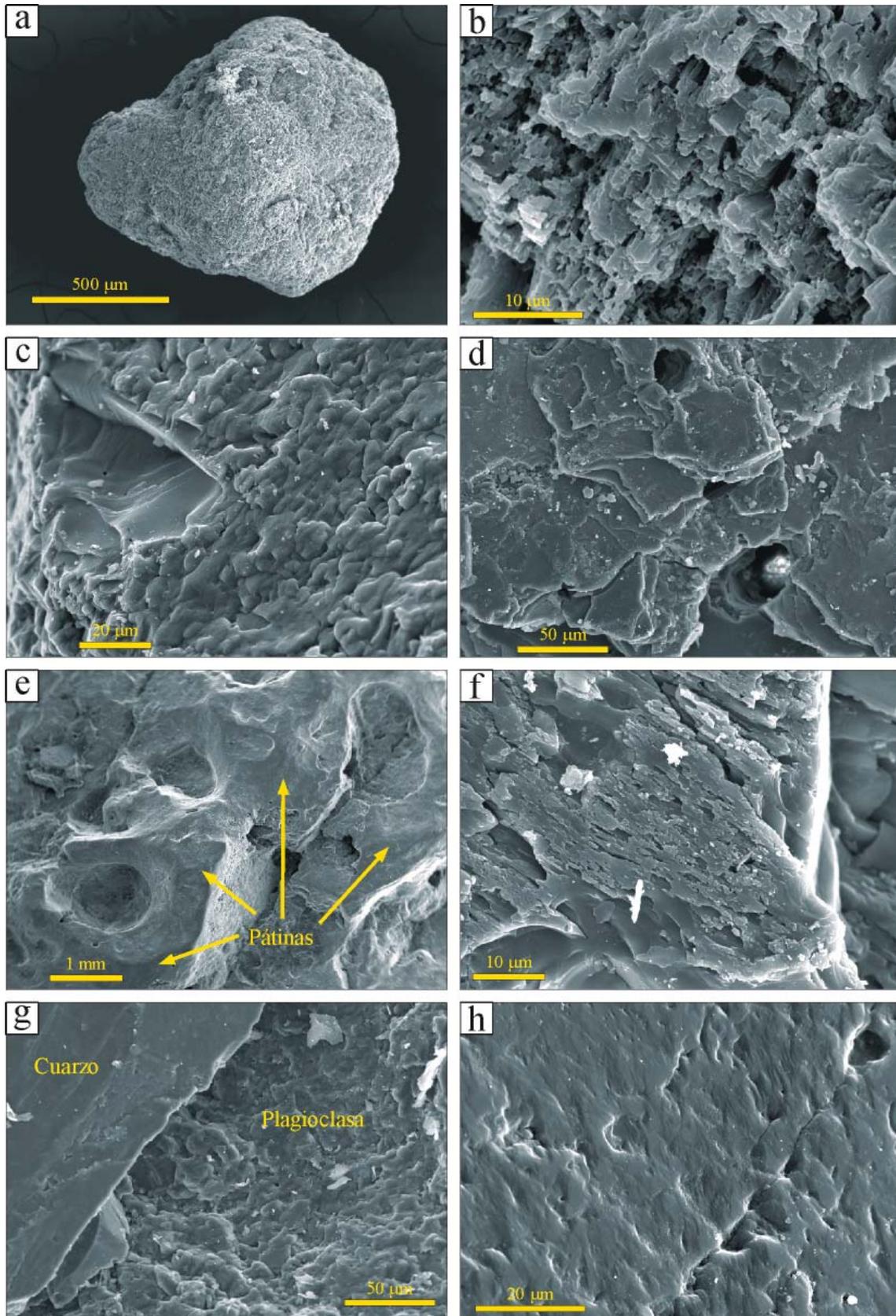
concretos de lluvia. Por lo tanto, las concentraciones de Ca registradas en las mediciones estacionales no pueden considerarse como representativas, ya que su variabilidad puede ser muy superior. Los valores de K suelen estar siempre por debajo de los registrados en episodios de lluvia, indicando una elevada actividad del elemento. Su aparente falta de relación con el pH sugiere que las reacciones inorgánicas son mayoritariamente las responsables de sus fluctuaciones. El Na mantiene proporciones similares a las del agua de lluvia en octubre, aunque superiores en verano, lo cual indica que la fuente de este elemento no proviene totalmente de las aguas de lluvia y su reactividad dentro del pilancón debe ser importante. Por lo tanto, parece que los elementos que presentan variaciones estacionales más evidentes como el Si, Al y Fe tienen una relación más fiable que aquellas que presentan el Ca, Na y K cuyas proporciones están en buena medida afectadas por las concentraciones de aportes de eventos de lluvia. Sin embargo, la alta variabilidad de estos elementos indica su incorporación en diferentes reacciones, lo cual no permite interpretar su abundancia exclusivamente relacionada a aportes exógenos. En consecuencia, los efectos de disolución o precipitación pueden ser considerables, especialmente en los periodos de lluvias cuando la abundancia de solutos en el agua de lluvia es mucho menor.

5.3.4. Disolución y precipitación de minerales

Los procesos de disolución se registran en la morfología de las cavidades, así como el aspecto irregular y en ocasiones corroído de los granos minerales sueltos en el lecho y también en las paredes del pilancón. Sin embargo, los efectos de la disolución son claramente visibles tras un detallado estudio morfosκόpicó (Fig. 5.12). La disolución afecta a todos los minerales del granito, inclusive al cuarzo que es con diferencia el elemento mayoritario con menor solubilidad. Las plagioclasas son el mineral con un índice de disolución más elevado, con superficies profundamente corroídas. Los feldespatos potásicos forman buena parte de los cristales que sobresalen del lecho del pilancón y que causan el aspecto irregular de su lecho y paredes. La disolución de las superficies de feldespatos es muy importante, pero tiene una alteración con frecuencia diferencial. Es por ello que algunos granos presentan corrosiones de varios milímetros de profundidad y anchura. Las biotitas muestran un escaso picoteado por disolución, aunque su alteración por oxidación es en general muy avanzado. Los cuarzós muestran sorprendentemente una corrosión muy intensa a lo largo de toda su superficie, con una densa cobertura de picoteados por disolución. Sin embargo, comparativamente a otros minerales su disolución es menor, lo cual se puede observar en los fragmentos de roca en los que el cuarzo está en contacto con feldespatos. La disolución es muy importante a lo largo del conjunto de la superficie mineral, aunque con cierta frecuencia se ha observado una disolución preferencial a lo largo de ciertos planos cristalinos o en los límites entre granos.

Los granos que presentan fracturas recientes muestran superficies con una baja porosidad intramineral, lo que demuestra que la inmensa mayoría de las corrosiones son producidas por la alteración en el pilancón, y no son heredadas de alteraciones previas del granito. El estudio de granos caídos al pilancón a lo largo de las distintas estaciones del año 2006 muestran que todos los minerales, incluido el cuarzo, son capaces de presentar notables alteraciones en apenas unos meses (Fig. 5.12 c, d, f y g). Buena parte de los granos observados cayeron al lecho detrítico desde las paredes del pilancón, lo que se registra por la presencia de granos minerales con una faceta muy corroída en comparación

al resto. Se ha prestado especial atención, para observar en todo momento superficies que no correspondiesen con alteraciones del periodo de permanencia en la pared del pilancón, sino a su periplo como grano de detrito en el lecho. En consecuencia la alteración de estas superficies ha de haberse llevado a cabo en unos pocos meses como máximo. Por lo tanto, la disolución mineral en el pilancón es muy dinámica.



La precipitación de minerales o fases amorfas es muy importante entre los granos y paredes del pilancón. La aparición diseminada y en pequeñas costras de escaso espesor hace muy difícil su estudio mediante DRX, por lo que en ocasiones es difícil evaluar su mineralogía o incluso cristalinidad concreta. A pesar de ello, los análisis de EDX (análisis de rayos X por dispersión de energías) realizados en el SEM proporcionan una estimación de la composición química de diversas costras y recubrimientos que permiten reconocer en ocasiones fases minerales, mientras que en otros casos no se puede precisar si se trata de minerales o fases amorfas. Se han realizado DRX a muestras del granito tanto en estado fresco como alterado, así como a los detritos de los pilancones (Fig. 5.13). Las muestras de la roca caja son muy similares, con la aparición de caolinita en detrimento de cierto porcentaje de biotita en el granito alterado. Los análisis de rayos X realizados sobre los detritos se han realizado en la fracción inferior a 50 μm . Las muestras revelan que los porcentajes de cuarzo son entre 2 y 4 veces más abundantes que en el granito. Los feldespatos tienen abundancias muy variables, incluso en algunas muestras no se reconoce feldespato potásico. Los filosilicatos presentan un porcentaje bien distinto según las estaciones, siendo muy abundantes durante la época de lluvias (30-60%) y escasos tras el periodo de estiaje (~10%). Los diagramas de agregados orientados muestran que los filosilicatos se componen mayoritariamente de biotitas o illitas, y pequeños porcentajes de cloritas similares a los que presenta la roca de la que provienen. Se ha detectado alguna muestra con caolinita, que probablemente haya sido neoformada en el pilancón, aunque no se descarta su origen heredado. También se ha encontrado en una muestra recolectada tras el invierno una considerable cantidad de lepidocrocita (33%), un hidróxido de hierro trimorfo de la goetita.

Estos resultados indican que las fracciones de menor tamaño están formadas mayoritariamente por partículas producto de la desagregación del granito. La mayor abundancia de cuarzo respecto a feldespatos podría responder a la diferencia en la solubilidad de ambos minerales permitiendo la mayor concentración del cuarzo. Los filosilicatos parecen tener una importante variabilidad a lo largo del ciclo hidrológico anual. Esto podría indicar la importancia en la retirada de materiales más fácilmente transportables por el viento durante la época de estío. Los análisis de rayos X muestran la presencia de hidróxidos de hierro que han precipitado tras los periodos de mayor abundancia de este elemento en la solución. La presencia de minerales neoformados en el pilancón es muy superior a la mostrada por los rayos X. Sin embargo, su desarrollo generalmente adherido a granos de mayor tamaño en vez de formando partículas sueltas, no ha permitido su detección generalizada mediante DRX. Sin embargo, han podido ser identificados por análisis de EDX en el SEM.

Figura 5.12. Imágenes de SEM mostrando los efectos de la disolución en granos recogidos del fondo de la cavidad y fragmentos de las paredes del pilancón. a) Grano de albita sometido a una intensa disolución. b) Detalle de los efectos de la disolución en la superficie del anterior grano de albita. c) Detalle de cuarzo corroído. La erosión por abrasión de una de sus aristas deja ver la estructura interna del mineral que apenas carece de porosidad. d) Detalle de la superficie de una biotita con efectos de disolución. e) Grano de feldespato potásico con profundas cavidades de disolución. Las partes circundantes de muchas de estas depresiones están recubiertas por finas pátinas compuestas de O, Si, Al y Fe. f) Detalle de un grano de feldespato con superficies corroídas por la disolución. g) Fragmento de roca en la que se observa el contraste en la meteorización de la plagioclasa respecto al cuarzo. h) Detalle mostrando como la disolución mineral en ocasiones se desarrolla preferentemente a favor de ciertos planos de debilidad. Las imágenes c, d, f y g corresponden al dorso de granos caídos al pilancón entre los meses de septiembre y febrero. Página opuesta.

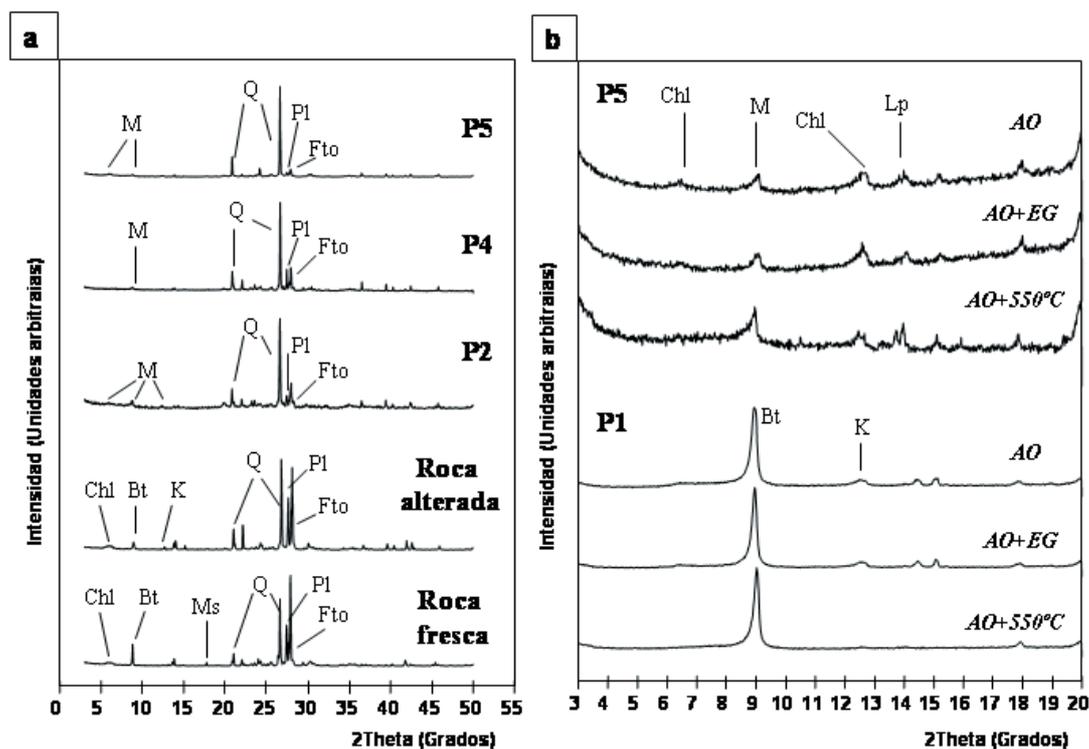
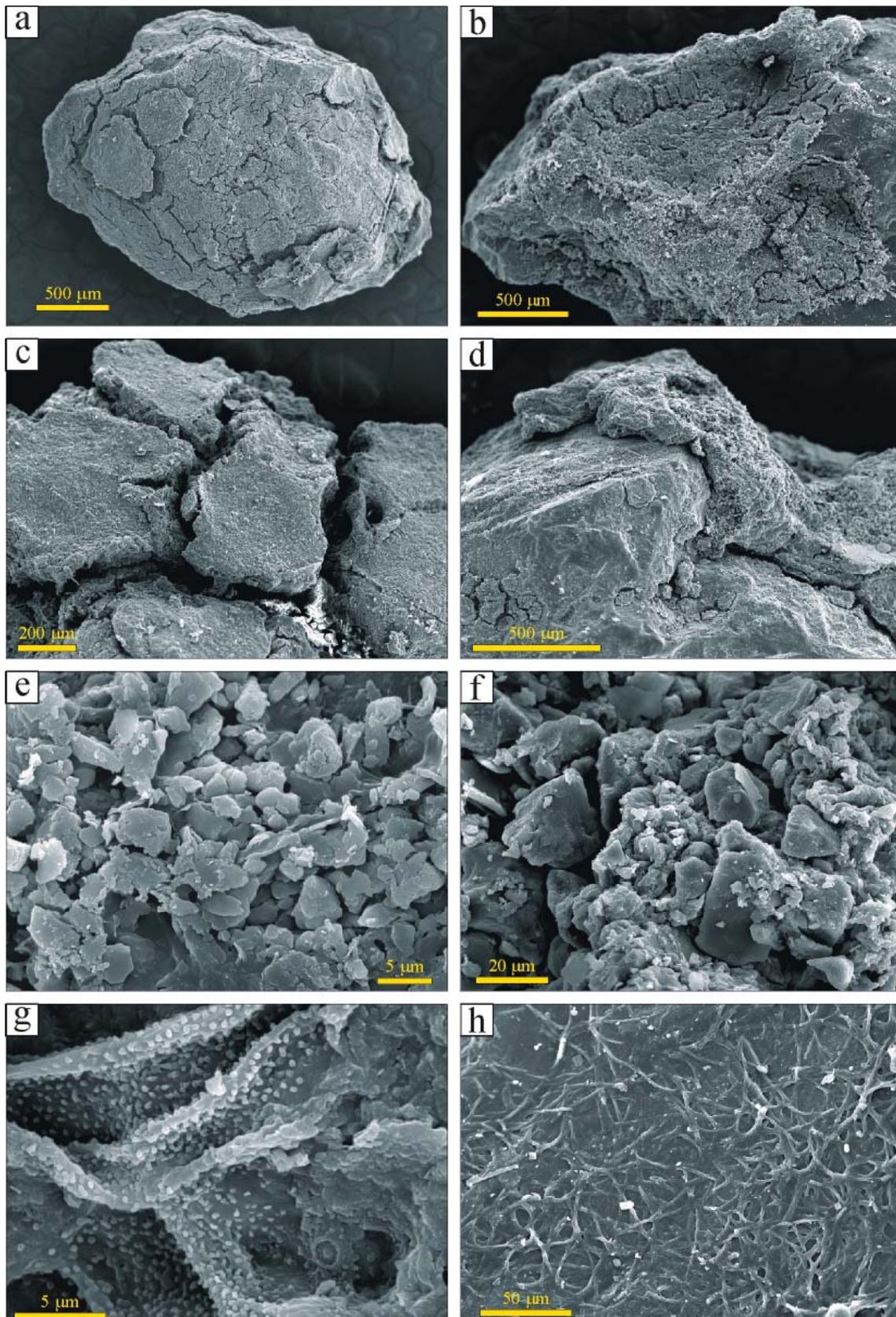


Figura 5.13. Difractogramas de rayos X del granito y de muestras del detrito recogidas en la fracción <0,05 mm. a) DRX en muestra total. b) DRX en agregados orientados (AO, AO+EG, AO+550°C). Las muestras de los pilancones P1, P4 y P5 fueron recogidas tras el invierno, y las muestras P1 y P2 tras el verano. Q: cuarzo, Fto: feldespato potásico, Pl: plagioclasa, Bt: Biotita, Ms: Moscovita, Chl: Clorita, K: caolinita, M: Micas y otros filosilicatos (biotita, illita, moscovita, clorita kaolinita, vermiculita o esmectita). Lp: lepidocrocita.

Los granos recogidos entre los meses de mayo y septiembre muestran con frecuencia costras negruzcas, blanquecinas o verdosas que les recubren, total o parcialmente (Fig. 5.14). Este tipo de costras también es frecuente entorno al nivel de máxima inundación de los pilancones. El verano es el periodo con mayor número de granos con recubrimientos, muy superior a las muestras tomadas en otros periodos de muestreo: otoño-invierno y primavera. Las fotografías tomadas mediante el SEM corroboran la existencia de dichas costras que llegan a tener espesores de varios cientos de micras. Los análisis de SEM muestran que las costras de color oscuro tienen generalmente una composición constituida por una mezcla de filosilicatos, restos orgánicos y partículas minerales de pequeño tamaño embebidas en ellas. Los colores verdosos suelen estar asociados a importantes concentraciones de materia orgánica. Por su parte, las costras de color blanco suelen estar asociadas a recubrimientos de calcita. Las costras carbonáticas están formadas

Figura 5.14. Precipitación de diversos minerales o fases amorfas entorno a granos del pilancón, mostrados mediante imágenes de SEM. a) Grano recubierto de una costra compuesta principalmente por minerales de la arcilla y restos orgánicos. Su color real es negro. b) Detalle de una costra de filosilicatos recubriendo un grano recogido del fondo del pilancón. Nótese que los minerales de la arcilla precipitaron en el intersticio de dos granos y que uno de ellos ha llegado a desprenderse del otro dejando la impresión de su morfología en la costra. c) Detalle de una costra de filosilicatos profundamente deshidratada. El color real de la superficie de las telas es negruzco en los bordes y blanquecino en el interior, lo que hace parecer a estas costras líquenes. d) Recubrimiento de un grano por una costra de filosilicatos. e) Detalle de los filosilicatos que componen las costras. f) Detalle de una costra de filosilicatos englobando a cuarzos y feldespatos de pequeños tamaño. g) Detalle de un mineral de la arcilla, probablemente algún tipo de esmectita, con un hábito hojoso. h) Recubrimiento de fibras orgánicas sobre un grano de cuarzo. Página opuesta.

por cristales individuales de calcita con tamaños entorno a los 5 μm . Los minerales se concentran en determinados granos o partes de granos, formando extensas acumulaciones de agregados de cristales. Los recubrimientos carbonáticos pueden alcanzar espesores de al menos varias decenas de μm .



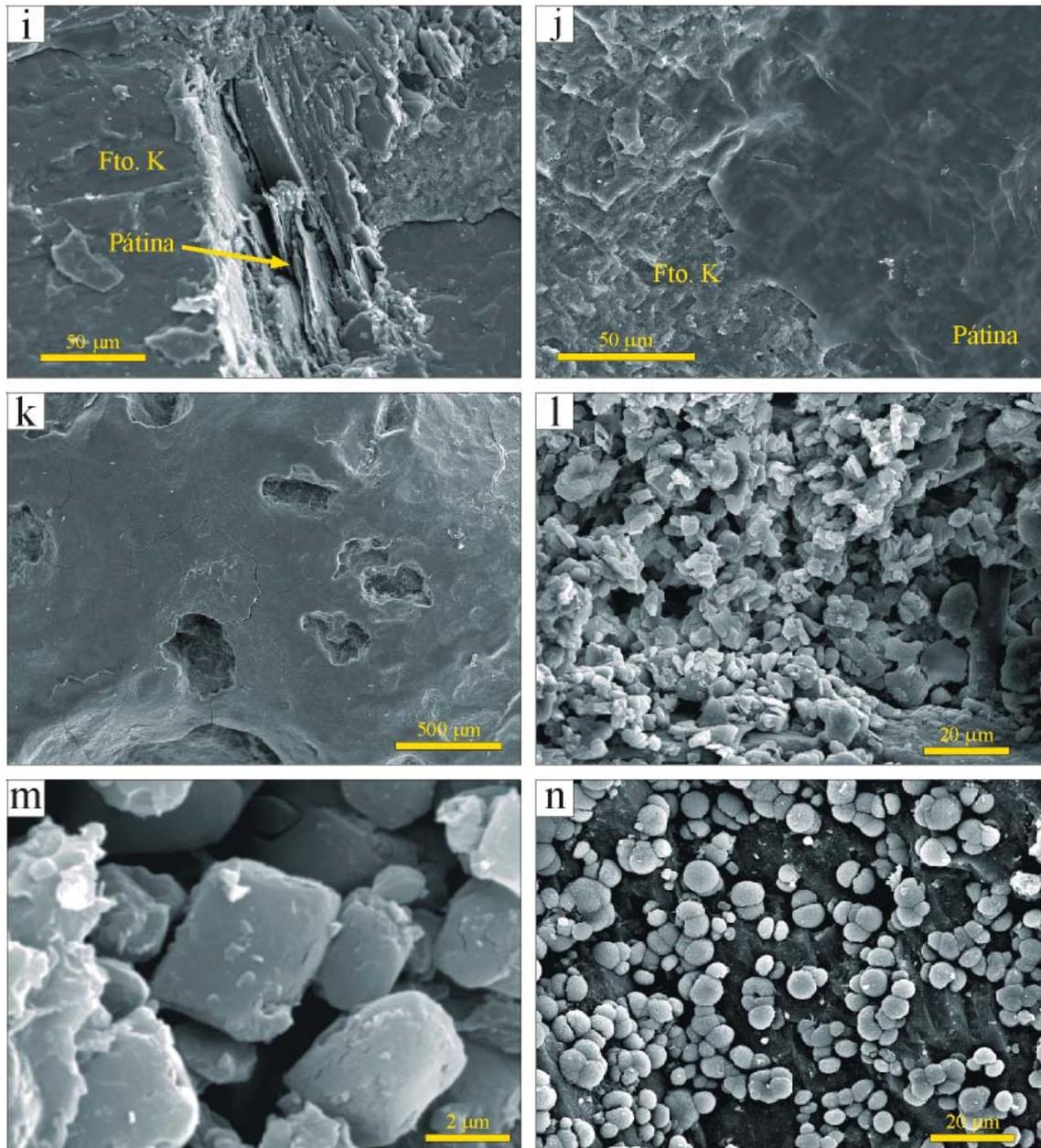


Figura 5.14. Continuación. i) Pátina sobre una arista de un feldespato potásico. En este caso su composición tiene un 28% de O, 26% de Fe, 22% Si, 11% de Al, 9% de K, un 2% de Mg y un 2% de Ti., aunque los valores de Si, Al y K pueden estar sobreestimados por la influencia del feldespato potásico sobre el que se desarrolla. j) Pátina recubriendo un feldespato potásico. k) Recubrimiento de un grano de la pared del pilancón por una extensa pátina. Nótese la formación de grietas que sugieren la deshidratación de alguna fase mineral. l) Costra de carbonato cálcico compuesta por un agregado de cristales. m) Detalle de varios cristales de calcita. n) Superficie recubierta por pequeños cristales de hidróxido de calcio.

Otro tipo de precipitaciones bien distinto también adopta un color negruzco y se asocia a los bordes del pilancón (Fig. 5.14 i, j y k). Su aspecto es menos rugoso y su potencia considerablemente menor, por lo que se les ha denominado pátinas y no costras. No se ha podido estimar su mineralogía mediante DRX, aunque la composición por EDX revela un alto índice de Fe, Si y Al unidos al oxígeno, lo que sugiere la presencia de oxi-hidróxidos de hierro, ópalo y probablemente gibsita. Estas pátinas tienen porcentajes muy variables de dichos elementos (Fe:5-25%; Si: 30-60%; Al:~10%), y en ocasiones admiten cantidades considerables (2-5%) de Mg y Ti. Las pátinas recubren las superficies minerales entorno al nivel de máxima inundación del pilancón. Además están presentes

con cierta frecuencia en los granos caídos dentro de la cavidad. Es la corrosión que presentan algunos granos, junto al color característico de las superficies con pátina, lo que hace fácilmente discernibles a los granos que tienen un origen ligado a la evolución del pilancón de aquellos que hayan podido provenir de fuera de la cavidad. El grosor de las pátinas es variable, habiéndose observado recubrimientos de unas pocas micras hasta espesores próximos a los 100 μm . Su distribución es irregular y parcheada, alternando con superficies profundamente corroídas por la disolución.

Ocasionalmente se han reconocido en las muestras recogidas en verano de 2006 pequeños minerales exóticos adheridos a granos del fondo del pilancón. Entre estas formas cristalinas se ha reconocido halita, yeso e hidróxido de calcio. Los tres casos representan la precipitación de minerales debidos a la incorporación al sistema hídrico de componentes de la polución atmosférica arrastrados por el agua de lluvia, Cl, S y Ca. El origen del hidróxido de calcio se ha reconocido por la presencia de pequeñas esferas con dimensiones entorno a los 5 μm , que se encontraban diseminadas y adheridas a la superficie de uno de los granos examinados. El origen de estas partículas ha de estar sin duda en relación a la presencia de cal en el polvo atmosférico. Aunque la presencia de hidróxido es ocasional y su dimensiones ínfimas, la gran cantidad de calor liberada durante la formación mineral, unidos al pH muy básico de la sustancia indican unas condiciones muy agresivas para los seres vivos entorno a dicho grano.

5.3.5. Relación de la química del agua con la disolución y precipitación mineral

La composición química de las aguas indica que el mayor número de solutos provenientes de la disolución del granito tiene lugar durante la época de lluvias, cuando la cavidad mantiene durante prolongados periodos de tiempo agua en su interior. En verano, estos solutos disueltos son muy inferiores, y su origen es probable que tenga más relación con aportes exógenos del agua de lluvia que con la disolución de minerales en el pilancón. Sin embargo, cuando el pilancón acaba por secarse debido a la evaporación del agua que albergaba, ya haya sido tras un periodo muy largo o no, los productos disueltos que no han podido ser evacuados quedan en la cavidad y han de precipitar en forma de minerales o fases amorfas. Por su parte, el estudio de los granos caídos en el pilancón a lo largo del año 2006 muestra un aspecto muy variable de una estación a otra. Los granos recogidos tras el periodo de lluvias (otoño e invierno) muestran un elevado grado de disolución en muchas de las superficies recientemente expuestas. Los procesos de disolución se identifican por los picoteados y corrosiones que pueden superar la decena de μm de profundidad en unos pocos meses. La disolución afecta a todo tipo de granos, independientemente de su composición, cuarzos, feldespatos, micas e incluso minerales neoformados o fases amorfas. Tras el periodo de lluvias las únicas precipitaciones que se observan de forma masiva son las pátinas con un importante porcentaje de Fe, Si y Al. En verano, los efectos de la disolución parecen menos importantes. Aunque los granos presentan cierto grado de corrosión, la característica principal es la presencia de multitud de recubrimientos y costras de diferente composición, entre las que destacan principalmente las de filosilicatos y en segundo lugar las de calcita. La comparación de las propiedades químicas del agua, su composición química y la observación de procesos de disolución y precipitación en los granos de la cavidad, aportan una visión de conjunto de los procesos de disolución y precipitación a lo largo del año, que se describe con un poco más de detalle a continuación.

Los porcentajes de elementos disueltos en invierno sugieren que incluso si todo el Na, K y Ca tiene origen en la disolución de feldspatos, el silicio ha de provenir necesariamente de la disolución del cuarzo (o del ópalo). Esto coincide con las fuertes disoluciones observadas en los cuarzos de los granos invernales. El porcentaje de Al es ligeramente inferior al del conjunto de Na, K y Ca, lo que puede indicar una pequeña aportación exógena de dichos elementos o la precipitación de parte del Al proveniente de la disolución de feldspatos y filosilicatos. Los granos recogidos tras el invierno muestran precipitaciones de pátinas con importantes porcentajes de Fe y Al, que vienen a coincidir con los abultados porcentajes de estos elementos en el mismo periodo. Las propiedades químicas de las aguas durante la época de lluvias presentan los valores de ORP más elevados, indicando unas condiciones oxidantes y ácidas (Fig. 5.8). Bajo estas condiciones se produce la disolución de minerales ricos en Fe, como la biotita y otros óxidos, que determinan los elevados porcentajes de estos elementos en la solución. La precipitación del Fe, Al y Si debe tener lugar de forma mayoritaria en el momento de la evaporación, aunque no se descarta la posibilidad de precipitaciones previas debido a fuertes contrastes de las condiciones de pH.

El aspecto de los granos recogidos en la primavera no dista mucho de los de otoño e invierno en cuanto a los procesos de disolución y precipitación. Aparentemente la disolución de todos los minerales es similar, y los precipitados no muestran diferencias significativas respecto a los reconocidos al final del periodo de lluvias. La química de las aguas presenta una proporción similar de Si, lo que indica una disolución activa de silicatos. No obstante, hay una drástica disminución en la cantidad de Fe y Al, que cae por debajo de los niveles de resolución analítica. Por lo tanto, la precipitación de oxihidróxidos de Fe, como la lepidocrocita, y probablemente caolinita, o fases amorfas que incluyan estos elementos, han de haberse producido al desecarse la cavidad tras el invierno.

Tras el periodo de estiaje, los detritos del pilancón presentan una importante presencia de costras orgánicas y minerales. No es frecuente que los pilancones estudiados desborden su cavidad durante las tormentas veraniegas, por lo que los elementos arrastrados por el agua de lluvia quedan incorporados al sistema. Según el agua es evaporada se produce la paulatina precipitación de diversos minerales. Sin embargo, algunos elementos son mayoritariamente incorporados a organismos vivos, o evaporados antes de poder precipitar fases minerales (caso del S y Cl). La elevada temperatura y el importante aporte de nutrientes por el agua de lluvia favorecen una elevada producción de algas en el transcurso de unos pocos días. Al secarse el pilancón con frecuencia las costras orgánicas quedan recubriendo la parte más superficial del detrito. Por tanto, los granos pueden quedar agregados por costras de composición orgánica, inorgánica o mixta. Las costras se forman alrededor de granos o aprovechando los intersticios entre ellos, rellenando la porosidad. Algunas de las fases minerales encontradas están inequívocamente relacionadas con la polución atmosférica (yeso, halita e hidróxido de calcio), aunque en realidad la mayoría de los componentes de los filosilicatos y calcitas provienen igualmente de aportes externos. No obstante, la mayor proporción de algunos elementos en el agua del pilancón respecto al agua de lluvia, como por ejemplo el Al o el Si, sugiere la disolución de minerales o fases amorfas neoformadas previamente, así como en menor medida de minerales del granito. La elevada productividad orgánica, unida a los elevados valores de pH y presencia de sales disueltas, favorece la rápida disolución de

silicatos a pesar de los escasos periodos de alteración. Los análisis EDX revelan que los filosilicatos precipitados tras la evaporación del agua del pilancón incluyen esmectitas, y probablemente caolinitas.

Las aguas de otoño muestran una composición muy diluida, con valores de conductividad bajos. No se ha procedido a una recogida de cantos a lo largo de esta estación debido a que al final del otoño el pilancón esta permanentemente inundado, sin embargo, si se han realizado observaciones de campo. Las costras típicas que se forman en verano entorno a los granos desaparecen de forma generalizada en otoño. Esto se confirma en invierno cuando no quedan prácticamente restos de ellas, y sólo se reconocen de forma aislada las pátinas. Por lo tanto, al inicio de la temporada de lluvias se produce una disolución de buena parte, o la totalidad de las costras de filosilicatos, carbonatos y sales. La baja conductividad de las aguas en otoño y su diluida composición química, sugieren que los solutos han sido evacuados del pilancón. La renovación de las aguas del pilancón tiene lugar a lo largo de los sucesivos episodios de desbordamiento de sus aguas que se producen con mucha frecuencia en esta estación del año. Por lo que la evacuación por disolución parece el mecanismo más razonable.

Como se ha podido comprobar, los procesos de disolución y precipitación a lo largo del año son muy diferentes. El dominio de los procesos de disolución parece coincidir con prolongados episodios de permanencia del agua en la cavidad. De este modo, el invierno y la primavera son los periodos con mayor número de elementos disueltos provenientes del granito. Esto es especialmente significativo para la evacuación del material meteorizado, ya que también son los periodos donde el agua desborda con mayor frecuencia. La primavera representa un periodo intermedio entre la estación húmeda y la seca. Por un lado se reconocen los procesos de disolución de silicatos, mientras que aumenta la precipitación de filosilicatos que forman parte de las fracciones más finas del detrito. El verano presenta disoluciones moderadas, aunque la precipitación mineral es con diferencia la más significativa. Algunos de los elementos incorporados por el agua de lluvia se deben claramente a la contaminación atmosférica por parte del hombre (S, Cl, y parte del Ca en forma de cal). Sin embargo, otros elementos son característicos del polvo atmosférico natural, y están relacionados con el origen meridional de los vientos que afectan la península en verano (p. ej., Moreno Caballud, 2002). La precipitación masiva de minerales forma costras que llegan a recubrir al menos parcialmente muchos de los granos del detrito. A pesar del importante volumen de minerales neoformados, el origen de la mayoría de los solutos empleados en su cristalización es exógeno a la cavidad. Por lo tanto, la precipitación de las costras no es indicio de una importante meteorización química en este periodo del año. Sin embargo, la precipitación de grandes cantidades de filosilicatos, algunos de ellos como las esmectitas, con propiedades expansivas son determinantes para la meteorización física en esta estación. Por último, el otoño es la estación en la que se disuelven la mayoría de las costras formadas en la estación seca y su solución es evacuada mediante el progresivo desbordamiento de la cavidad con la llegada de las lluvias.

5.4. Caracterización y monitorización de los depósitos

Los detritos de los pilancones P1, P2, P3 y P4 muestran un aspecto muy similar al de muchas de las cavidades estudiadas a lo largo de este trabajo. Tres de las cavidades, P1, P2 y P4 expanden un manto de detritos por buena parte del lecho del pilancón, mientras que P3 presenta granos dispersos. El espesor de los detritos es en todos los casos inferior al centímetro en su máximo espesor, sin embargo, las dimensiones métricas permiten que el total de detritos en las cavidades este constituido por varios cientos de gramos, incluso en P3. Los resultados presentados son el fruto de observaciones de campo en cientos de pilancones, aunque los análisis detallados se han centrado en los cuatro pilancones monitorizados. En estas cavidades se han realizado análisis granulométricos y morfoscópicos de los detritos, y se ha procedido al barrido de los pilancones y a la recolección de los detritos en tres periodos en la temporada 2005-2006. La recogida de los detritos ha tenido lugar siempre en momentos en los que el pilancón estaba seco para permitir un exhaustivo vaciado, y siempre coincidiendo con momentos trascendentales en la evolución del pilancón; antes y después de las primeras y últimas lluvias de cada estación del año.

5.4.1. Ordenación superficial del depósito

La ordenación más significativa de partículas en depósitos de un pilancón, tiene lugar en aquellas cavidades que presentan un fino recubrimiento de detritos en parte o la totalidad del lecho de la cavidad. Por ello, la descripción genérica que se realiza a continuación se refiere a dicho tipo de pilancones. Aquellos pilancones con escasa o excesiva carga de sedimentos tienen un ordenamiento de partículas peculiar que se describirá brevemente con posterioridad. A lo largo del periodo de lluvias, los pilancones con cierto recubrimiento de partículas, movilizan por completo el depósito contenido en su interior. En la mayoría de los casos observados las partículas están sueltas, no persisten granos agregados, ni costras orgánicas que limiten su distribución. En consecuencia, los detritos son reorganizados por las corrientes de agua que tienen lugar en la cavidad, y que son producto de la acción del viento sobre la superficie del agua. Bajo estas circunstancias el ordenamiento de materiales en la cavidad no es muy significativo. En ocasiones, las grandes partículas minerales se distribuyen en el fondo debido a su mayor peso, mientras que las partes más superficiales contienen una mayor abundancia de partículas más finas y restos orgánicos. Sin embargo, la movilidad del detrito hace que estas circunstancias cambien continuamente, por lo que no puede considerarse un patrón característico. La dinámica de las partículas a lo largo del pilancón no sigue una pauta determinada, ya que está en función de los vientos que son cambiantes. En ocasiones se observan corrientes circulares en el interior del pilancón, aunque la mayoría de las veces los flujos son unidireccionales, con corrientes que discurren de un lado a otro de la cavidad. Si las condiciones de la corriente son prolongadas pueden llegar a reconocerse ciertas distribuciones espaciales. A pesar de que las corrientes puedan movilizar o incluso ordenar en parte las partículas del interior de la cavidad, los depósitos permanecen siempre en las partes más deprimidas, y el aspecto general es el de un depósito matrizsoportado. Aunque en los casos estudiados nunca se han llegado a observar ripples, existen testimonios que aseguran haberlos reconocido en pilancones (Vidal Romani, 1983).

En los periodos en los que el pilancón se seca por unos cuantos días, generalmente en primavera y otoño, los depósitos son ordenados por la acción directa del viento y no de las corrientes del agua. Bajo estas circunstancias existe una importante distribución de partículas en la superficie del pilancón. Lo más habitual y llamativo es la disposición de restos orgánicos de forma concéntrica o en uno de los flancos. Un mayor ordenamiento implica la distribución de partículas minerales, en las que puede existir una gradación entre los restos orgánicos, las partículas más finas y los granos más gruesos. Si el periodo en el que el pilancón está sujeto al viento es suficientemente prolongado, se produce una progresiva pérdida de restos orgánicos y también de materiales finos, que dan como resultado una progresiva acumulación de materiales groseros en la superficie de la cavidad. Con la llegada de las lluvias el depósito vuelve a perder la estructura superficial que pudiera haber alcanzado.

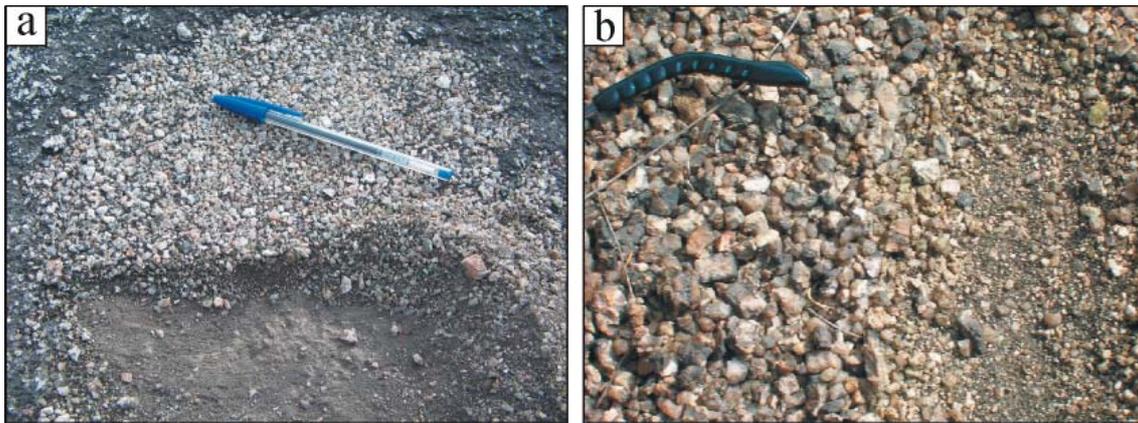


Figura 5.15. Ordenación superficial e interna de los detritos de pilancones durante periodos de estiaje. En las imágenes se muestra como parte del detrito ha sido parcialmente retirado para comparar las diferencias entre la ordenación de tamaños de grano en la superficie intacta y en el resto del depósito. a) Ejemplo de un pilancón con abundancia de fracción limoarcillosa bajo la superficie de deflacción compuesta de arenas gruesas y gravas. b) En este caso la superficie deflactada está compuesta mayoritariamente por gravas, mientras que la matriz se compone principalmente de arenas.

En la época de estío, las lluvias están ausentes durante prolongados periodos de tiempo, que pueden prolongarse durante meses enteros. La deshidratación del depósito es muy importante, ya que coincide con las máximas temperaturas y evapotranspiración potencial. Esto favorece la movilidad de las partículas que no han quedado agregadas a otras. De este modo, algunos granos se dispersan fuera de las partes más profundas de la cavidad y se encuentran partículas, por ejemplo, en la base de las paredes. Los restos orgánicos que permanecen tras el final de la primavera suelen dejar un importante entramado fibroso que con cierta frecuencia recubre de forma superficial el depósito. Se trata de un tapiz que genera costras orgánicas que permiten la agregación de los granos y su protección frente a la deflacción. Esta protección no es siempre uniforme y suele quebrarse por la continuada acción del viento o por el impacto de las gotas de lluvia en las tormentas veraniegas. Por lo tanto, el aspecto general del detrito tras prolongados periodos de exposición en los meses de verano es el de un pavimento o recubrimiento de partículas groseras en superficie. Los granos están apelmazados formando un rígido esqueleto clastosoperotado, en ocasiones ligeramente endurecido. Esta distribución de partículas es meramente superficial, ya que bajo ese primer nivel de cantos, la distribución del depósito es matrizsoportada y sin ordenación aparente (Fig. 5.15). Este ordenamiento superficial es responsable de la deflacción eólica que da lugar a una importante pérdida de

materiales finos dejando los gruesos en superficie. El ordenamiento vertical de partículas en la estación seca es común a prácticamente todos los pilancones que presentan un recubrimiento de detritos de cierta entidad. En los ejemplares monitorizados, el porcentaje de filosilicatos reconocido en muestras con tamaños <0,05 mm tras el periodo de estío es considerablemente inferior (~20-50%), como reflejan los análisis de DRX.

Aquellos pilancones que cuentan con un volumen inferior de detritos, que no son capaces de formar recubrimientos sobre al menos parte del lecho del pilancón, no presentan por lo general ningún tipo de ordenamiento. Los detritos se acumulan en las partes más deprimidas, entre las irregularidades del lecho de la cavidad. Las partículas son movilizadas por la acción de las corrientes de agua y del viento, sin que ello genere una distribución diferencial. Los pilancones que presentan un espesor de detritos de varios centímetros de espesor tienen problemas para movilizar la totalidad de sus partículas. En estos caos la meteorización de la cavidad puede verse afectada por procesos distintos: hidroquímicos, mecánicos y biológicos. La cavidad puede llegar a perder la capacidad de retener agua líquida en superficie, desarrollar un perfil edáfico y evolucionar hasta convertirse en perforaciones cilíndricas.

5.4.2. Caracterización del depósito

Los pilancones P1, P2, P3 y P4 fueron desposeídos de la totalidad de sus detritos para examinar las características de dichos materiales (Fig. 5.16). Tras la eliminación de la materia orgánica, se han realizado análisis granulométricos y morfoscópicos. El porcentaje de materia orgánica presente en los pilancones es elevado, variando entre el 10 y el 20%. Pese al escaso espesor de los depósitos, el peso total del material recogido una vez eliminada la materia orgánica oscila entre 400 y 1000 gramos (Tabla 5.8). Los análisis granulométricos muestran distribuciones muy parecidas. La fracción grava entre 2 y 4 mm de diámetro es la más abundante en todos los casos, con porcentajes entre el 25 y el 40% del peso total de los detritos. La fracción con tamaños superiores a los 8 mm es poco habitual, y no se reconocieron partículas de tamaño centimétrico dentro de los ejemplares estudiados. La curva de pesos acumulados presenta una progresiva disminución desde tamaños de grano de gravas hasta los limos, típico de una desagregación progresiva

Tabla 5.8. Pesos e índices granulométricos de las muestras de P1, P2, P3 y P4. Los tamaños gráficos e índices estadísticos calculados sobre la fracción arenosa según las fórmulas y categorías de Folk y Ward, (1957).

Parámetro	P1	P2	P3	P4
Peso en seco sin materia orgánica (g)	438,01	929,92	413,32	892,53
Tamaño gráfico promedio	Arena gruesa	Arena gruesa	Arena muy gruesa	Arena gruesa
Desviación estandar gráfica inclusiva	Muy bien clasificada	Muy bien clasificada	Muy bien clasificada	Muy bien clasificada
Grado de asimetría inclusiva	Muy asimétrica hacia gruesos			
Curtosis	Muy Leptocúrtica	Muy Leptocúrtica	Leptocúrtica	Muy Leptocúrtica

(Friedman y Sanders, 1978). Un perfil escalonado en los cuatro casos estudiados indica que existen fracciones dentro del tamaño de grano arena que marcan variaciones en la tendencia general. El contenido en limos y arcillas es muy pobre, por debajo del 3%. Un ligero cambio de tendencia tiene lugar con partículas $>0,2$ mm (0,3 mm en P3), tras el cual las abundancias de las fracciones arenosas se mantienen por encima del 3%, con un ligero repunte con tamaños de grano superiores a los 0,6 mm. El siguiente escalón significativo tiene lugar en fracciones superiores al 1 mm. El cuartil del 50% se alcanza en tamaños de grano entre 0,8 y 1 mm a excepción de en P3 que ocurre entorno a 1,5 mm. Sin embargo, la tendencia de aumento progresivo del porcentaje en peso es truncado entre tamaños de grano de 1,5 y 2 mm, lo que marca un notable escalón en los histogramas y es una de las señales más características de los pilancones estudiados. Tras alcanzar el máximo porcentaje en los tamaños entre 2 y 4 mm, las gravas de mayor tamaño se hacen cada vez menos abundantes.

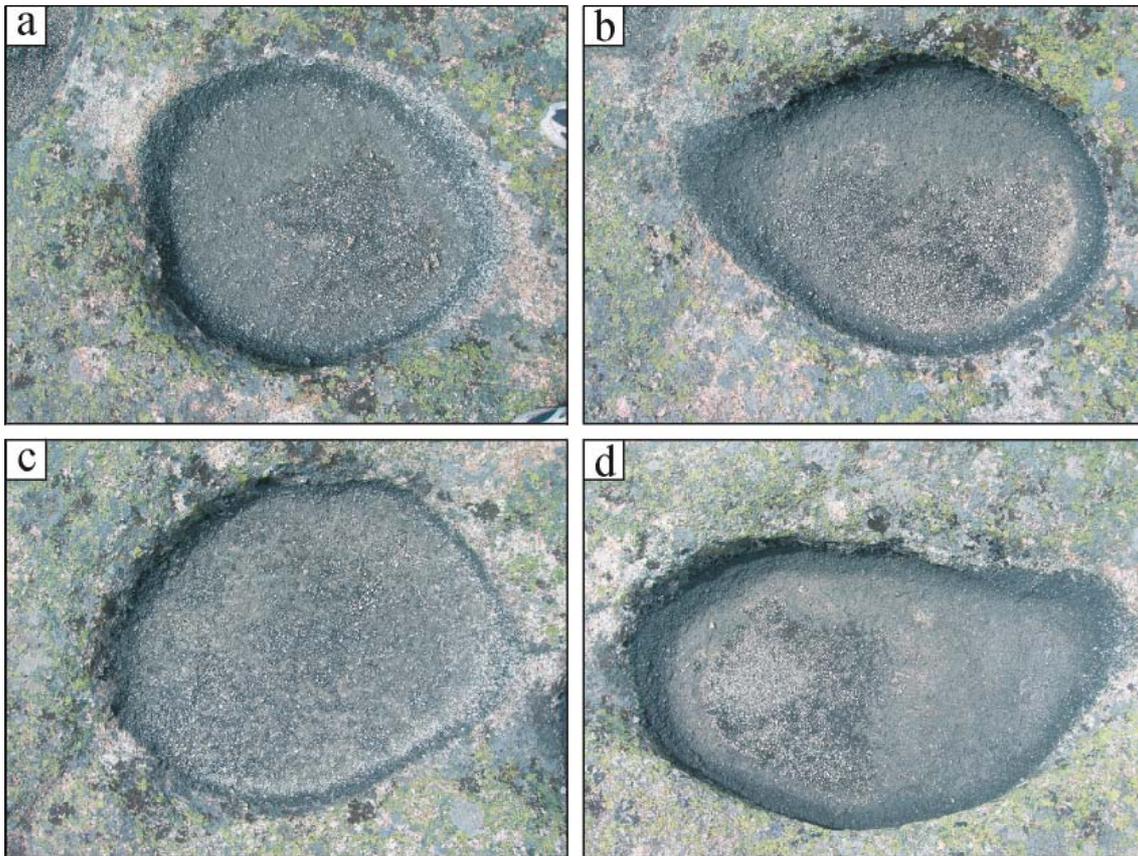


Figura 5.16. Fotografía de los depósitos de los pilancones monitorizados. a) P1. b) P2. c) P3. d) P4.

El análisis de la fracción inferior a 4 mm revela que los sedimentos están muy bien clasificados, con tamaños medios de arena gruesa a muy gruesa, y con distribuciones muy asimétricas hacia gruesos y muy leptocúrticas a leptocúrticas (Tabla 5.8). La distribución con una progresiva disminución en la abundancia de fracciones hacia tamaños más finos es típica de ambientes de meteorización de rocas graníticas, (Ruxton y Berry, 1957; McEwen et al., 1959), y la tendencia general no se aleja demasiado de la descrita por Goudie y Migón (1997) para depósitos de pilancones en áreas graníticas desérticas. El escalón en tamaños de grano por debajo de los 0,3-0,2 mm probablemente responda al tamaño de grano deflactado en épocas de estío. Además, esas fracciones de grano recogen las porciones de granos desprendidas tras los impactos detectados en el estudio

morfooscópico de granos. El mayor aumento del tamaño de grano hacia gruesos tiene relación con el tamaño de grano proporcionado por el granito local. Los dos máximos entre 1-1,5 mm y 2-4 mm no responden a una mayor madurez de los granos de unos respecto a otros. Todas las fracciones muestran características morfooscópicas similares, por lo que la disminución de tamaños de grano entre 1,5 y 2 mm se ha asociado a una disminución en los tamaños de grano producidos por el granito. En general los granos tienen una redondez que varía entre angulosa a subredondeada, aunque se encuentran granos muy angulosos y redondeados e incluso bien redondeados (sobretudo en partículas orgánicas). Las fracciones de grava más gruesas suelen estar compuestas por fragmentos de roca, mientras que las arenas medias y gruesas suelen ser granos monominerales tanto de cuarzo como de feldspatos. Los granos de micas son más abundantes a partir de fracciones inferiores a los 0,5 mm.

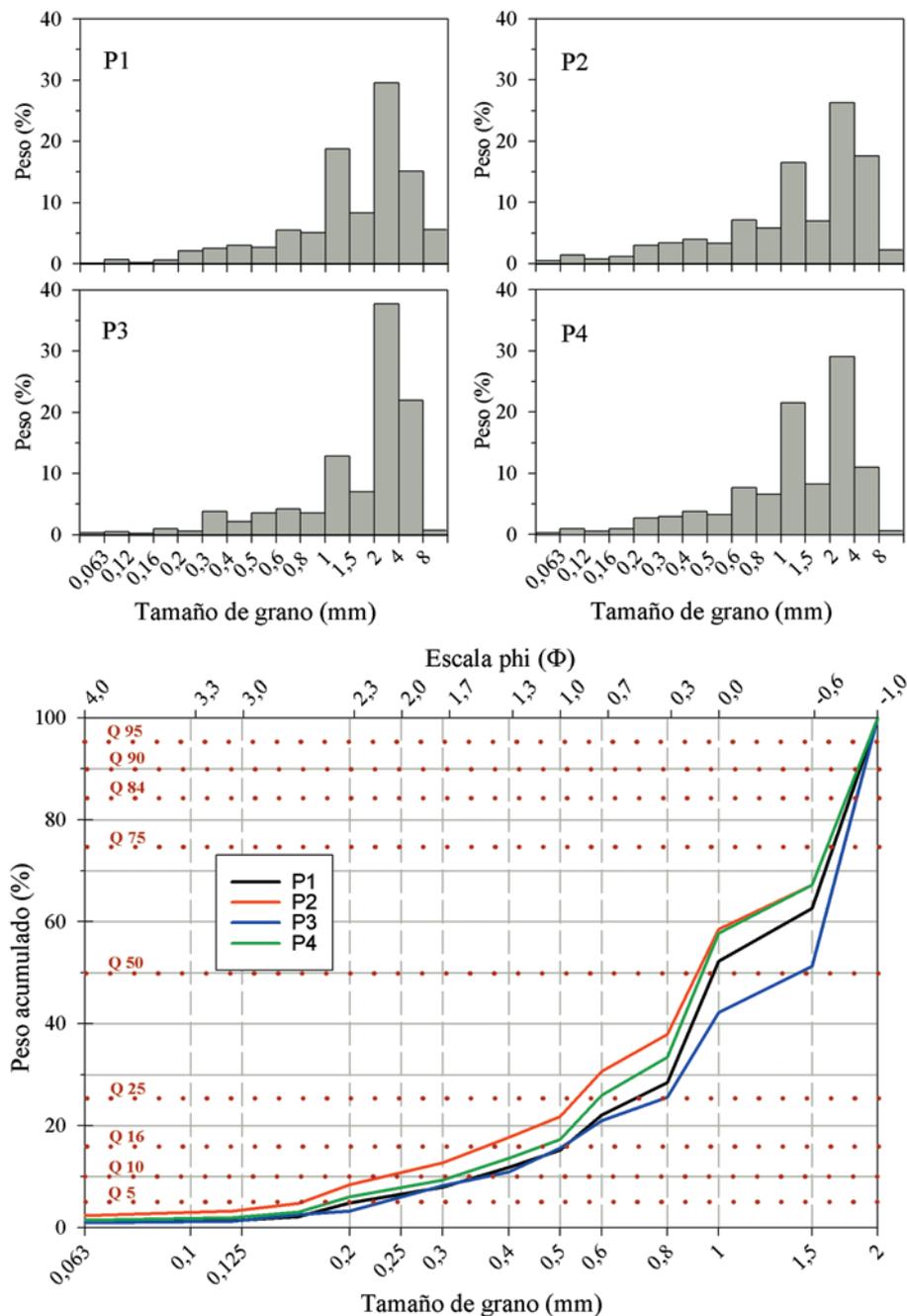


Figura 5.17. Histogramas de las fracciones de limos a gravas y curvas de distribución granulométrica de la fracción arenosa de los pilancones P1, P2, P3 y P4.

El estudio morfoscópico revela no sólo la madurez de los granos sino evidencias sobre los procesos a los que han estado sometidos (Fig. 5.18). La corrosión química esta extendida por buena parte de los granos analizados exhibiendo distintos grados de alteración, por lo que parece ser un proceso principal. Sin embargo, la importancia de la disolución no enmascara otros procesos activos. Algunos granos con facetas cristalinas muestran sus aristas redondeadas producto de un progresivo pulido sufrido por la abrasión por desgaste. También se observa abrasión por impacto, con numerosos granos que tienen cicatrices por lo general de dimensiones entre 0,3 y 0,05 mm. Estos impactos suelen tener lugar en aristas o en los vértices de los granos, aumentando su redondez. En ocasiones, se han observado impactos triangulares de dimensiones mucho más reducidas, entre 5 y 20 μm , aunque se preservan en un mal estado de conservación. Estos impactos se localizan en mitad de superficies afectadas por un pulido significativo que permiten su identificación. La redondez de los granos puede aumentar por medio de una abrasión por desgaste y progresivo pulido de sus aristas, así como por sucesivos impactos que eliminen las irregularidades de la partícula. Sin embargo, otros granos muestran un aspecto muy irregular en la que apenas se observan efectos de alteración química o física, y que han de corresponder con granos recientemente caídos a la cavidad (Fig. 5.18 k). La disolución también afecta a la redondez (Fig. 5.12 a), así como el recubrimiento de costras (Fig. 5.14 a). La presencia de costras puede ayudar a suavizar irregularidades del grano, aunque también es responsable de la formación de agregados de granos que disminuyen la redondez de las partículas.

Aunque los estudios morfoscópicos sugieren que en los granos alterados la corrosión química suele ser más importante y generalizada, los procesos de abrasión son también muy significativos. La acción eólica parece ser poco importante en comparación a otros procesos en el desgaste de los granos, a juzgar por la abundancia y dimensión de los impactos triangulares (p. ej., González Martín et al., 2007). Sin embargo, no se descarta que sus efectos sean más importantes que los registrados, y que otros procesos de alteración los enmascaren. Los impactos de mayor tamaño no tienen cicatrices triangulares, y su origen parece estar relacionado con el choque de partículas bajo el agua mientras estas son movilizadas por las corrientes del pilancón. Todos estos impactos se producen en aristas y salientes, lo que podría deberse a efectos de la rodadura, o incluso de la saltación. La abrasión por desgaste produce un pulido que puede llegar a ser localmente muy importante. Los picoteados por disolución están presentes incluso en superficies con una avanzada abrasión por desgaste. No obstante, la morfología de los picoteados es más angosta y dispersa, lo que sugiere que se trata de secciones más profundas que las registradas habitualmente, indicando el rebajamiento por desgaste de las superficies pulidas. Este tipo de desgastes sólo pueden ser producto de la fricción de unos granos contra otros, debidos a la rodadura de granos cuando éstos son movilizadas por las corrientes de agua, ya que afectan a partículas de todos los tamaños.

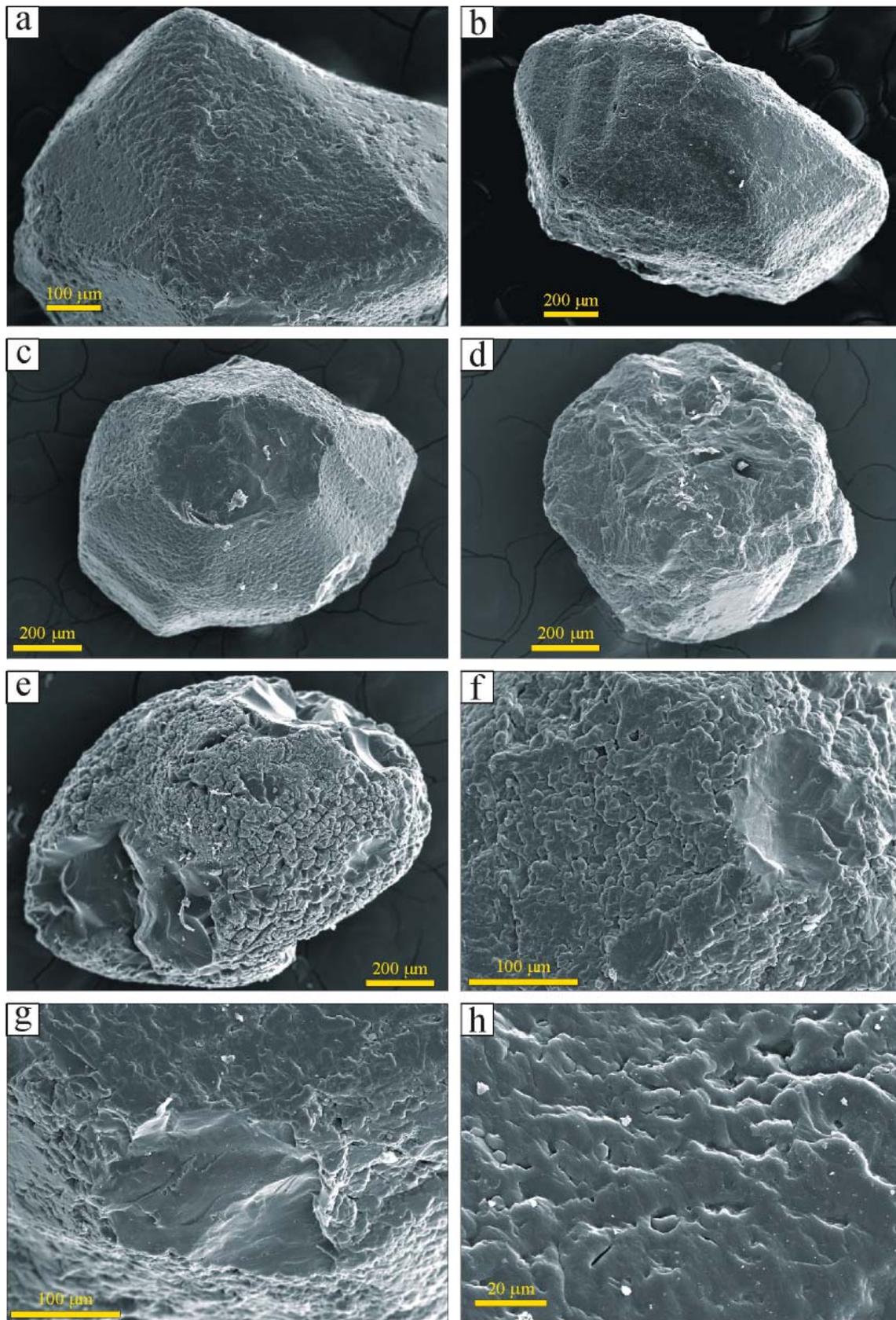


Figura 5.18. (Ver pie de página en la página opuesta).

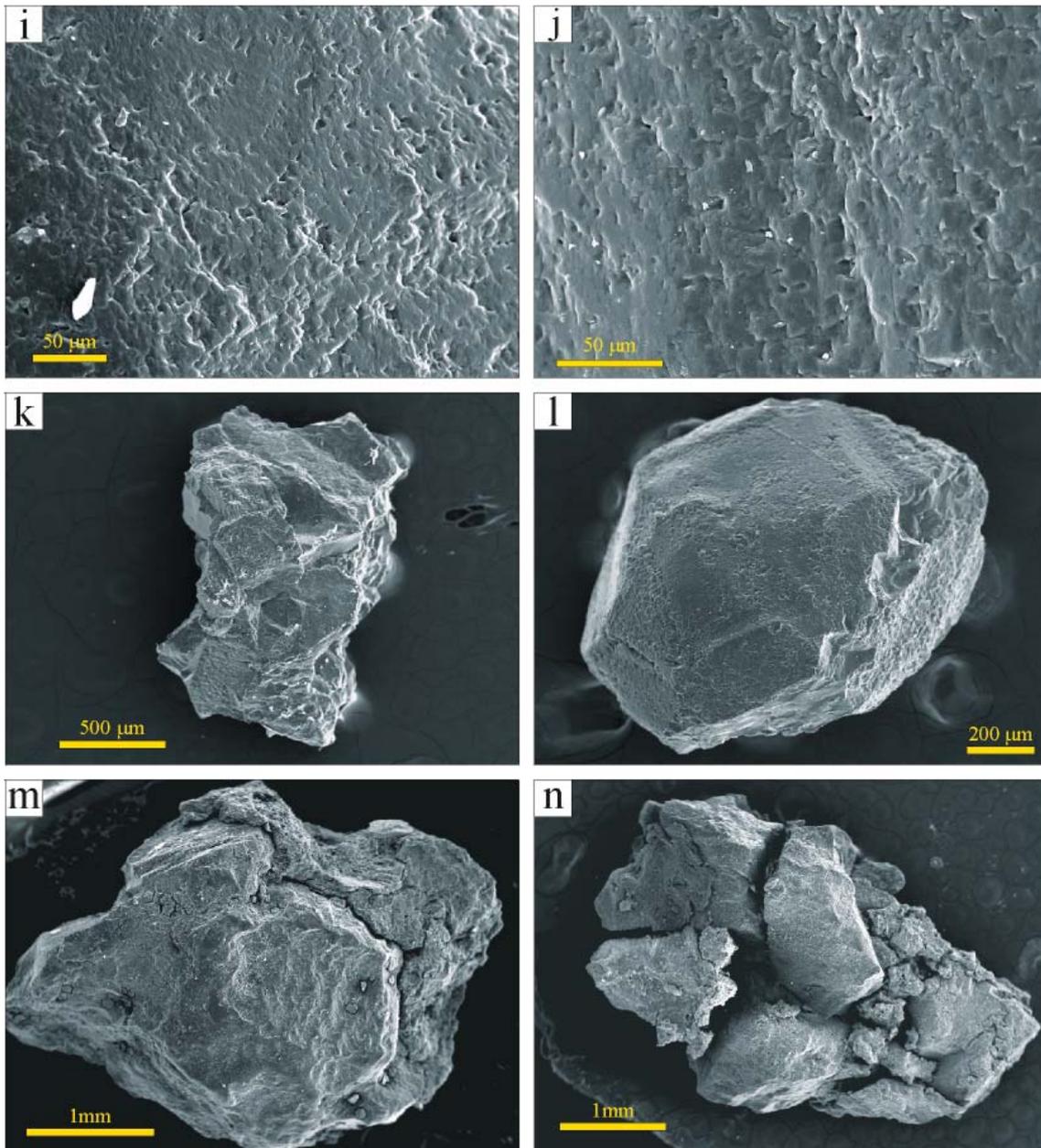


Figura 5.18. Morfoscopía de granos del lecho del piloncón. Imágenes obtenidas en SEM a) Grano angular con caras cristalinas bien desarrolladas, pero con las aristas redondeadas. b) Grano subredondeado, con un importante desgaste de sus aristas. c) Grano con buena parte de su contorno subredondeado, y un impacto dejando su parte apical con aristas angulosas. d) Grano subredondeado a causa de la abrasión por impactos, en el que se observan la mayoría de sus facetas con escasa corrosión o abrasión por desgaste. e) Resto orgánico que presenta varios impactos que han provocado la pérdida de importantes porciones de la partícula. f) Detalle de un impacto en el vértice de un grano afectado por una importante corrosión química. g) Impacto en la arista de un grano afectado por procesos de corrosión química y abrasión de sus superficies. h) Superficie afectada por una abrasión generalizada. El picoteado de la corrosión química y las aristas cristalinas son rebajados y redondeados por el progresivo desgaste de la superficie. i) Superficie sometida a abrasión por desgaste en la que parecen reconocerse algunos picoteados triangulares en mal estado de preservación producto del impacto de granos movilizados por el viento. j) Superficie sometida a una profunda abrasión por desgaste que ha minimizado los efectos de la corrosión química y las aristas cristalinas. k) Grano muy angular en el que no se observan efectos de corrosión química ni abrasión. l) Grano subredondeado con impactos en una de sus aristas. m) Grano angular revestido con una costra compuesta principalmente de filosilictos. n) Granos agregados por una costra de restos orgánicos unidos en ocasiones a costras de filosilicatos.

5.4.3. Monitorización en la deposición de detritos

A lo largo del año hidrológico 2005-2006 se procedió a la recolección de las partículas caídas en los cuatro pilancones monitorizados. Los pilancones fueron desprovistos de todos sus sedimentos a finales de agosto del 2005, unos días antes de las primeras tormentas de otoño. A estos detritos se les ha denominado sedimentos totales para diferenciarlos de los recogidos en periodos posteriores. Las partículas caídas desde entonces al pilancón fueron recogidas y almacenadas en febrero, mayo y septiembre del año siguiente. El periodo septiembre-febrero incluye el otoño y buena parte del invierno, hasta que los pilancones se secaron por primera vez. Este periodo incluye la fase principal del periodo de lluvias y el mayor número de ciclos de hielo deshielo en la región. El pilancón P4 que alberga la mayor capacidad de agua no llegó a secarse por completo en febrero, y sus depósitos no fueron retirados en esta ocasión. Entre febrero y mayo los pilancones se inundaron y secaron sucesivas veces, y los ciclos de hielo comenzaron a ser menos frecuentes. En el caso de P4, los sedimentos recogidos representan el lapso de tiempo entre septiembre y mayo. Entre mayo y septiembre los pilancones estuvieron secos durante la mayoría del tiempo, a excepción de unos pocos días tras las tormentas ocasionales. La última recogida de los detritos tuvo lugar justo antes del comienzo de las primeras lluvias del otoño.

Tabla 5.9. Peso en gramos de los detritos retirados en los pilancones P1, P2, P3 y P4, entre los periodos septiembre-febrero, febrero-mayo y mayo-septiembre de la temporada 2005-2006, así como a lo largo de todo el año. Pesos en seco una vez eliminada la materia orgánica.

Pilancones	septiembre-febrero	febrero-mayo	mayo-septiembre	Total anual
P1	8,82	5,29	5,67	19,78
P2	7,44	5,40	8,70	21,54
P3	13,28	7,97	17,54	38,79
P4	23,96		16,53	40,49

El peso total de las partículas recogidas a lo largo de una temporada oscila entre unos 20 y 40 gramos dependiendo de los pilancones (Tabla 5.9). Estos valores están muy por encima de los valores esperados, aunque se consideran valores fiables. Con cierta frecuencia los granos presentan facetas afectadas por una profunda meteorización química. Sin duda estos granos debieron pertenecer a las paredes del pilancón durante mucho tiempo, y finalmente han caído al fondo de la cavidad. En alguna ocasión, en granos de gran tamaño ha sido posible reconocer el lugar de la pared o el lecho de la cavidad del que se habían desprendido. Otros granos presentan considerables recubrimientos de costras de filosilicatos, lo que indican su origen claramente relacionado con la evolución del pilancón. En los granos de menor tamaño es difícil evaluar si provienen de la desagregación de las paredes del pilancón, de la abrasión de otros granos, si han sido minerales precipitados en la cavidad, o si por el contrario son partículas traídas por el viento y alojadas en el pilancón. El aspecto general de las partículas, así como los indicios observados, sugieren que la mayoría de los granos tienen origen en las paredes y lecho de la propia cavidad. Es muy probable que algunos granos de menor tamaño hayan sido incorporados por el viento, aunque la deflacción sufrida en los pilancones durante periodos de estiaje sugiere que a pesar de ser una depresión, hay más pérdidas que ganancias debidas a la acción eólica. No obstante, hay que reconocer que al retirar el total de los sedimentos retenidos, el sistema pudo verse afectado. Bajo estas circunstancias, la aportación de partículas en este periodo podría haber sido mayor de lo habitual debido a que la porción de sustrato expuesto es ligeramente mayor.

Se han realizado análisis morfoscópicos de los granos recogidos en las distintas estaciones durante la temporada 2005-2006. Las observaciones se han llevado a cabo en todos los casos en las caras que claramente no debieron estar en contacto con las paredes al pilancón, por lo que los procesos de meteorización química o física son claramente posteriores a la incorporación de los granos al depósito del pilancón. Las imágenes de aquellos granos con una abrasión y/o corrosión que tiene como consecuencia una substancial redondez del grano, o profundos signos de meteorización química, han sido tomados del sedimento total (Fig. 5.12 a, b y e; Fig. 5.18 a-j). Sin embargo, muchas de las fotografías de granos con importantes disoluciones fueron tomadas de granos recogidos en febrero. Aunque los efectos de la abrasión fueron reconocidos principalmente en granos procedentes del sedimento total, algunos ejemplares recogidos tras el invierno muestran un aspecto subredondeado con claros indicios de abrasión por desgaste e impactos (Fig. 5.18 l). Todas las imágenes de los precipitados de la figura 5.14 provienen de granos caídos a lo largo del año 2005-2006, a excepción de Fig. 14 i. En consecuencia se deduce que los procesos de disolución y precipitación son muy rápidos y detectables en apenas unos pocos meses. Los efectos de la abrasión son importantes, aunque su efecto es menos visible en escalas temporales tan cortas.

Las distribuciones granulométricas registradas son en parte similares a las que presentaba el sedimento total previo a la retirada. En este caso no se registro ningún grano superior a 8 mm. La máxima frecuencia en peso se registra entre 2 y 4 mm, y entre 1,5 y 2 mm se reconoce el mínimo de abundancia en todos los análisis, lo que parece confirmar su origen derivado del tamaño de grano producido por el granito. La tendencia general a disminuir el peso de las fracciones progresivamente más finas se mantiene. Sin embargo destaca un repunte de los materiales limoarcillosos que no se reconocía en el total de los sedimentos. Los granos recogidos hasta febrero tienen un menor porcentaje de materiales finos, debido a que la fracción inferior a $0,063 \mu\text{m}$ fue mayoritariamente lavada durante el proceso de eliminación de la materia orgánica (Fig. 5.19). Sin embargo, su proporción era muy baja. En este periodo, cabe destacar que la proporción de gravas en el cómputo total es mayor que en primavera o verano. Los sedimentos recogidos en el periodo primaveral presentan el menor peso recabado, y se caracterizan por un aumento relativo de las arenas medias y gruesas debido a una disminución en la proporción de gravas (Fig. 5.20). Sorprendentemente, durante el periodo estival el peso de los sedimentos recogidos fue similar al obtenido durante el periodo invernal (Fig. 5.21). En este caso, destaca la mayor abundancia de fracción limoarcillosa, que alcanza el 10%. En los tres periodos estudiados, a pesar de la progresiva disminución de abundancia en el tamaño de grano al disminuir las fracciones observadas, el percentil del 50 % se sitúa en tamaños de grano entre 0,4 y 0,8 mm. Estos tamaños son muy inferiores a los que presentaban los sedimentos totales. Solamente el invierno con un mayor porcentaje de gruesos, alcanza valores semejantes a los del depósito total. Esto sugiere, que a pesar de su tendencia asintótica, el sedimento total tiene una considerable pérdida de las fracciones más finas, por disolución-abrasión y posterior deflacción o directamente por deflacción de partículas con tamaños de arenas medias e inferiores.

El peso de las partículas recogidas durante la temporada 2005-2006 es claramente inferior al del total de sedimentos que albergaban los pilancones. Sin embargo, la distribución de tamaños de granos no es muy diferente, y bastarían entre 10 y 50 años para alcanzar un volumen de detritos similar. A pesar de que los valores registrados puedan estar sobreestimados, las tasas de producción de granos deberían estar en consonancia con las

de desaparición de partículas, ya que los sedimentos totales no presentaban acumulaciones especialmente significativas, y los detritos se movilizaban completamente cuando el pilancón se inundaba. Esto sugiere que la disminución de tamaños de grano se produce de una forma rápida, en cuestión de décadas. A pesar de ello, la mayor acumulación de granos con tamaño grava esta en consonancia con los aportes registrados anualmente. El hecho de que menos del 25% del depósito total sean partículas con tamaño de grano por debajo de arena media indica la importancia de la deflacción en la eliminación de partículas de tamaños medios y finos por la acción del viento. Además los análisis morfoscópicos que muestran profundos grados de alteración y desgaste en granos de todos los tamaños apoyan la efectividad de los procesos activos que producen una progresiva disminución del tamaño de grano.

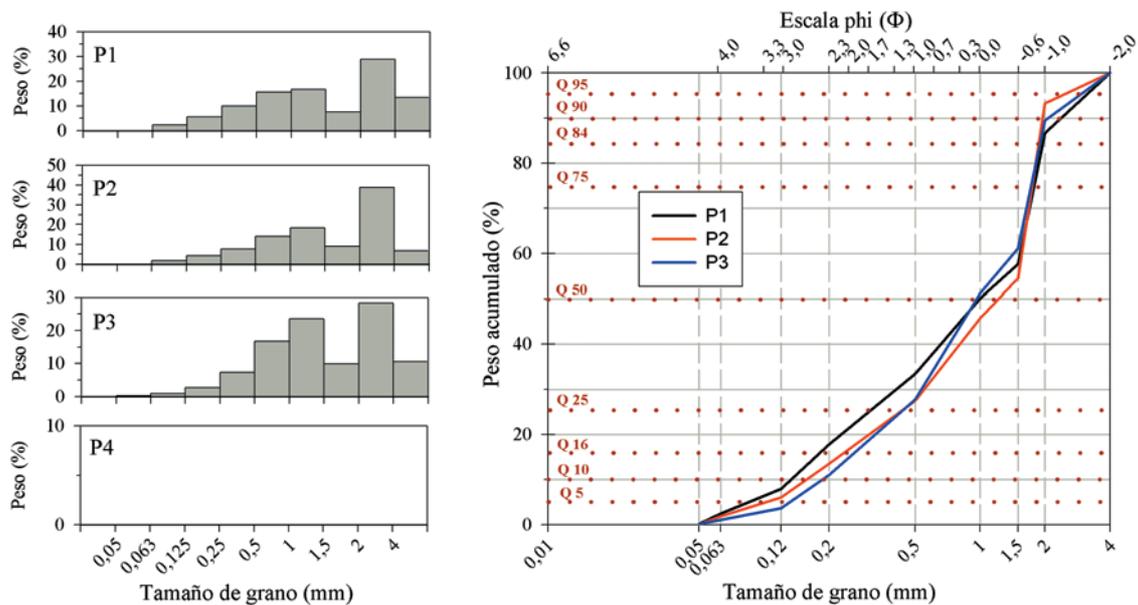


Figura 5.19. Histogramas de las fracciones de limos a gravas y curvas de distribución granulométrica de la fracción arenosa de los pilancones P1, P2 y P3 del detrito recogido durante el periodo septiembre de 2005 a febrero de 2006.

La aportación de detritos al pilancón es mayoritariamente de partículas de tamaños de grano grandes: arenas muy gruesas o gravas. La crioclastia ha de ser sin duda un proceso fundamental que aporte partículas a la cavidad. En los días de invierno en los que la superficie del pilancón permanece helada es frecuente ver restos de las paredes que caen sobre la superficie helada y que acaban incorporándose a la placa de hielo. Por lo tanto, los ciclos de hielo-deshielo juegan un papel decisivo en la aportación de detritos al pilancón. Esto coincide con el mayor peso de partículas registrado en los meses de septiembre a febrero respecto a los de febrero mayo, en consonancia con la mayor abundancia de heladas en invierno. Sin embargo, en el periodo estival se registro un importante peso de partículas, en una época del año en la que no se producen heladas. Su origen esta relacionado con el importante volumen de arcillas que precipitaron en la cavidad. El hinchamiento de minerales precipitados en la porosidad entre granos del granito puede ejercer la presión suficiente como para desagregarlos. Por ello, los procesos de expansión de los filosilicatos debieron estar detrás del importante peso de material recogido en verano. Los estudios morfoscópicos han permitido observar la importancia de la disolución y abrasión en la disminución del tamaño de grano y el aumento de la

redondez. Sus efectos han de ser esenciales en la evolución del depósito, ya que son los responsables de la progresiva disminución del tamaño de grano. Que la mayoría de pilancones no se encuentren soterrados indica que los procesos de disminución del tamaño de grano son muy efectivos en escalas temporales de décadas, al menos bajo las condiciones estudiadas.

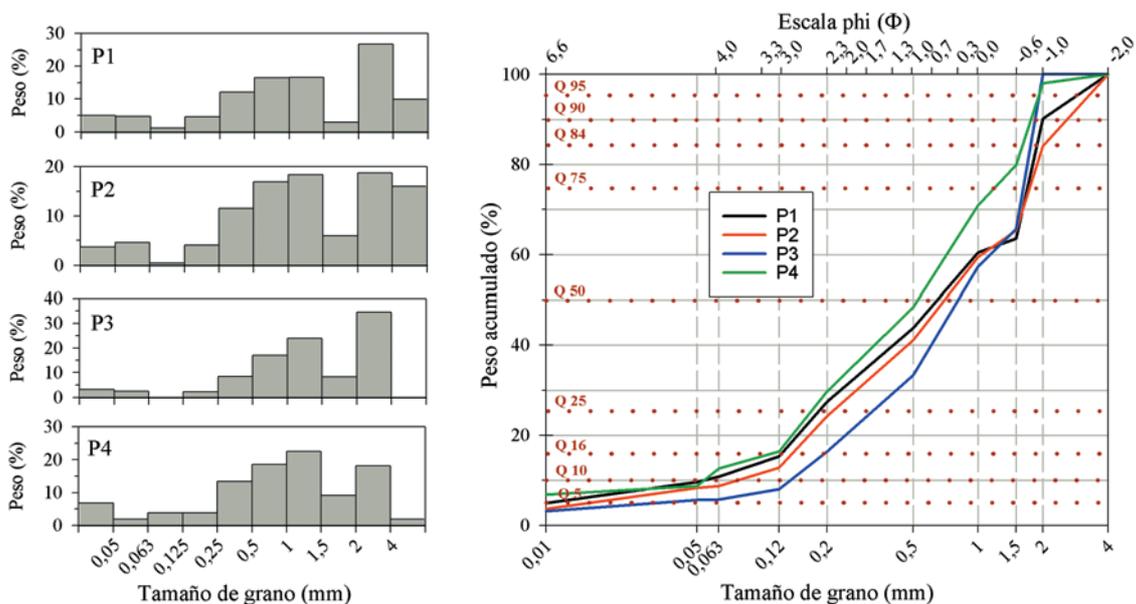


Figura 5.20. Histogramas de las fracciones de limos a gravas y curvas de distribución granulométrica de la fracción arenosa de los pilancones P1, P2 y P3 del detrito recogido durante el periodo febrero-mayo de 2006. El pilancon P4 incluye el detrito recogido entre septiembre de 2005 y mayo de 2006.

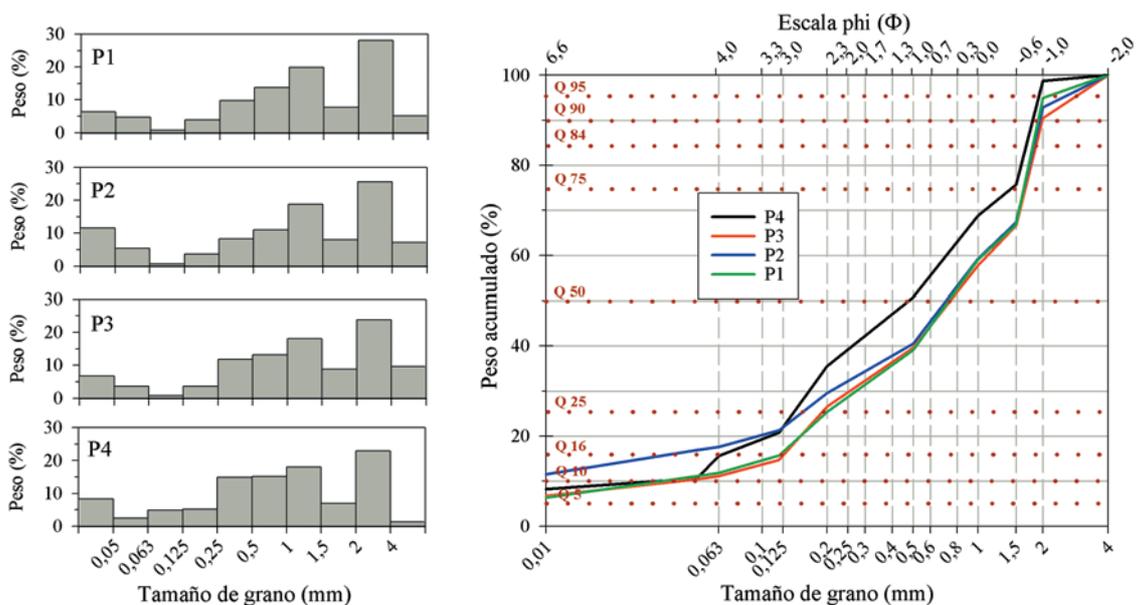


Figura 5.21. Histogramas de las fracciones de limos a gravas y curvas de distribución granulométrica de la fracción arenosa de los pilancones P1, P2 P3 y P4 del detrito recogido durante el periodo mayo-septiembre de 2006.

En cuanto a la eliminación de los depósitos generados, la deflacción es sin duda uno de los principales procesos a tener en cuenta. El tamaño de grano medio de los detritos recogidos a lo largo de la temporada monitorizada es sustancialmente inferior al del sedimento total, que se sitúa en arenas gruesas y muy gruesas. Esto indica que tamaños de grano de arena media e inferiores son progresivamente eliminados de la cavidad con el transcurso de los años. Las superficies sometidas a deflacción en periodos de estiaje ilustran lo importante de estos procesos. La disolución de las superficies de los granos muestra importantes pérdidas de material que pasan a formar parte de la solución. En épocas en las que el pilancón desborda con frecuencia, este mecanismo puede ser muy significativo para la evacuación de material meteorizado, pero en momentos de aguas bajas, los productos alterados son precipitados en forma de minerales o fases amorfas. El tamaño de grano de los cristales formados favorece que cuando éstos no quedan adheridos a partículas de gran tamaño, sea el viento nuevamente el responsable de la evacuación de los productos de la meteorización. En conclusión, los procesos de alteración, así como aquellos que permiten la evacuación de los materiales meteorizados son en buena medida registrados en los granos que componen el sedimento de las cavidades. Su estudio ha permitido identificar y evaluar la importancia de distintos procesos. Los datos recabados son suficientes para realizar algunas estimaciones aproximadas sobre las tasas de meteorización de las cavidades, lo cual se abordará con más detalle en el capítulo 8.

5.5. El contorno de la cavidad

En este apartado se describen las características generales del lecho, las paredes y el exutorio de pilancones. Las consideraciones planteadas están basadas en observaciones de multitud de pilancones en distintos ámbitos, aunque las descripciones más detalladas se han referido a los pilancones monitorizados en la estación de Los Decorados.

5.5.1. El lecho

El fondo de los pilancones es el elemento que más contacto tiene con el agua retenida en la cavidad, y que sustenta los detritos que pudieran acumularse en la depresión. La estanqueidad del lecho es fundamental para la acumulación de agua. La aparición de una fisura abierta en el fondo es la principal causa de fosilización de pilancones junto con los vuelcos, por encima del colapso de paredes, rebajamiento excesivo del exutorio y la soterración. El rebajamiento del fondo de la cavidad es uno de los parámetros morfométricos más relevantes ya que determina la profundidad máxima, con lo que los efectos de la erosión en el lecho son especialmente interesantes.

La morfología del lecho de las cavidades presenta una gradación uniforme desde fondos hemisféricos con un claro punto de máxima concavidad, a fondos muy planos. Aquellos pilancones de fondo cóncavo pueden mostrar un límite difuso entre el lecho y el comienzo de las paredes, mientras que el tránsito se va definiendo hasta aquellos pilancones de fondo plano que presentan una fuerte ruptura de pendiente. La división morfológica entre pits y pans establecida por Twidale y Corbin, (1963) comprende la división de cavidades en esta gradación sin establecer un límite preciso. Los pilancones con un fondo cóncavo que enlazan con sus paredes sin una ruptura clara, dando una sección semiesférica, y que alcanzan unas dimensiones decimétricas a métricas, son clasificados irrefutablemente bajo la categoría de pits. Sin embargo, el límite entre pilancones de

pequeñas dimensiones (p. ej., diámetro máximo inferior a 15 cm) no es tan preciso, ya que existen multitud de formas incipientes que se adecuan al perfil morfológico de los pits y que están igualmente próximos a las formas tipo pan. Son cavidades en las que la erosión de unos pocos granos de la roca puede decantarlos por una terminología u otra. El problema del límite en la clasificación también se hace patente en las formas más evolucionadas. Existen pilancones con el fondo cóncavo y que sin embargo, no son plenamente hemisféricos ya que se distingue una cierta ruptura de pendiente con sus paredes. El límite en estos casos puede estar sujeto nuevamente a un criterio subjetivo. A pesar de los problemas que presenta la clasificación morfológica, ha sido empleada en este trabajo por su amplia utilización entre especialistas, así como por su interesante distinción con los pilancones tipo sillón.

El lecho de muchas cavidades estudiadas tiene un aspecto irregular. En las depresiones incipientes las irregularidades suelen estar originadas por los nítidos límites intercrystalinos, y los efectos de la meteorización física por desagregación parecen predominantes. En el caso de pilancones bien desarrollados, es la corrosión diferencial de los minerales la que da un aspecto irregular al sustrato en buena parte de los ejemplares estudiados, aunque la desagregación sigue teniendo un papel muy significativo. En el caso de pilancones incipientes, las irregularidades dependen del tamaño de grano y de la presencia de fenocristales, aunque suele tener un rango de unos pocos milímetros. En el caso de lechos con una contrastada erosión química las irregularidades son mayores, pudiendo alcanzar el centímetro, siendo el tamaño de grano menos relevante que la presencia de fenocristales. Además de la rugosidad debida a la meteorización diferencial entre cristales, puede haber otro tipo de irregularidades milimétricas a centimétricas en el fondo de las cavidades. La profundización del pilancón en este tipo de pequeñas depresiones que se forman en su interior parece seguir una dinámica independiente entre ellas. Se trata de concentraciones puntuales con mayor meteorización química o mecánica, favorecidos por la mayor permanencia del agua o las irregularidades del sustrato. Por lo general, son nichos de meteorización que alternan su posición a lo largo de la profundización de la cavidad. Sin embargo, en algunos casos su profundización excesiva puede concluir en la formación de una nueva fase de alteración dentro del pilancón. Sin embargo, lo más común es que los pilancones desarrollen una profundización homogénea en todo su lecho o centrada en un solo punto central que representa la máxima concavidad.

La presencia de depósitos en las cavidades es muy común, al igual que la existencia de pátinas negruzcas. Los depósitos pueden no estar presentes en absoluto, consistir en unos pocos granos sueltos o cubrir parcial o totalmente el lecho del pilancón. No existe una relación evidente entre grado evolutivo del pilancón y su contenido en depósitos, aunque es cierto que los depósitos suelen ser más abundantes en formas muy evolucionadas. Las condiciones microtopográficas y la exposición de las cavidades, sin duda son factores fundamentales para su permanencia. Sin embargo, tanto los depósitos como la formación de pátinas dependen en gran medida de la hidroquímica de cada cavidad, por lo que las dimensiones y morfología de un pilancón en particular puede determinar su existencia. Por ejemplo, el pilancón P3, presenta una cubierta discontinua de detritos muy inferior a la del resto de cavidades estudiadas. Su menor volumen de agua en función de su área le proporciona valores de pH medios más elevados y una mayor amplitud del rango de pH, lo que sin duda favorece una mayor disolución de granos en la cavidad a pesar de que el aporte anual de detritos es el segundo más alto entre los cuatro ejemplares estudiados.

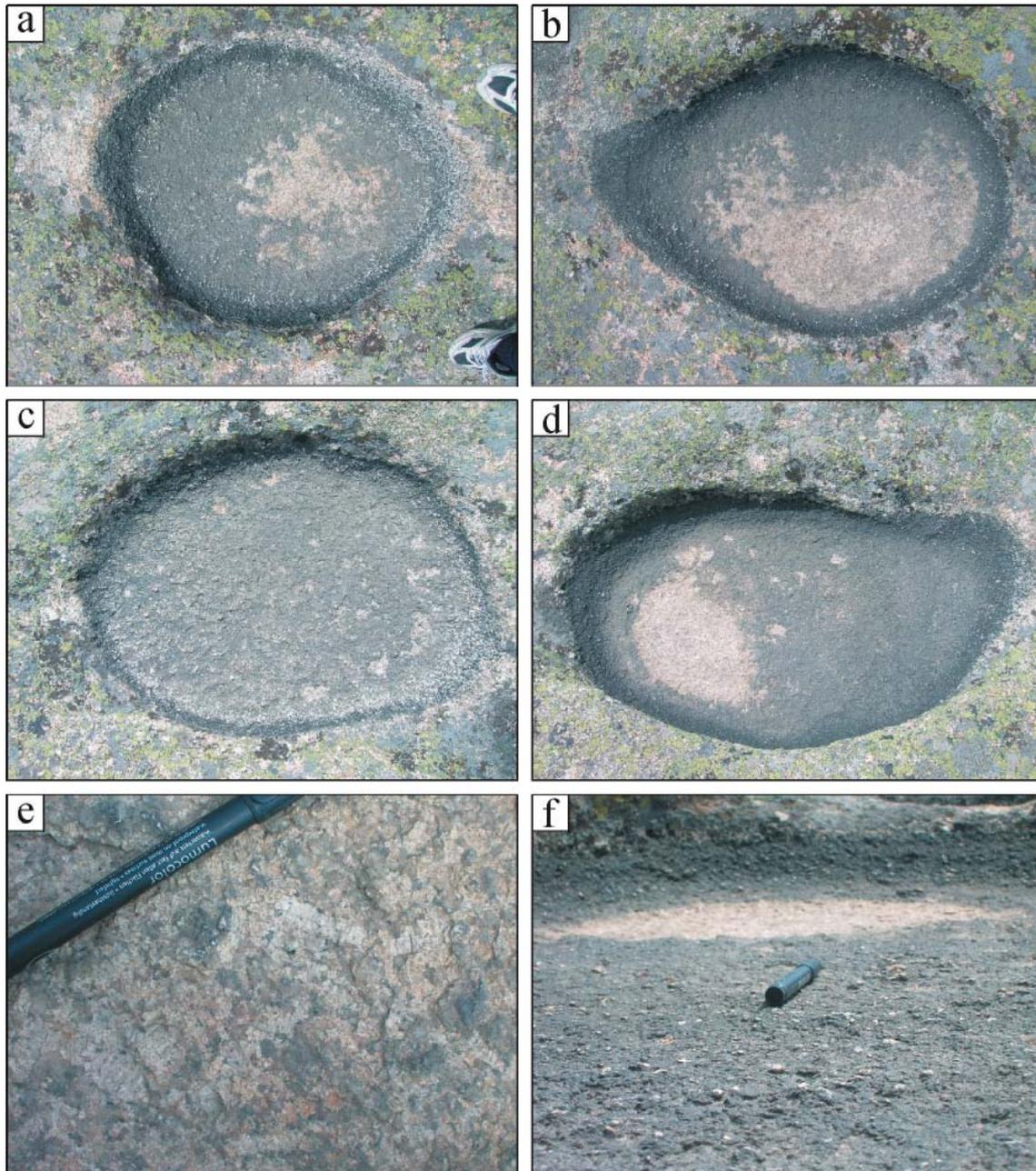


Figura 5.22. Aspecto del lecho de los pilancones monitorizados con posterioridad a la retirada del detrito. Aquellas zonas que estuvieron bajo el detrito carecen de pátina y tienen un aspecto de haber sufrido poca meteorización química. a) P1. b) P2. c) P3. d) P4. e) Detalle de lecho del pilancón P2 que permaneció bajo el detrito. f) Detalle del lecho del pilancón P4 que no estuvo bajo el detrito. Al fondo se observa el lecho descubierto de pátina.

En los pilancones monitorizados, el lecho de las cavidades esta parcialmente cubierto por una fina pátina de color oscuro. Todos los pilancones tienen parcialmente cubierto su lecho por una fina cubierta de detritos, a excepción de P3 que los presenta diseminados en múltiples puntos del fondo de la depresión. El lecho presenta un grado de meteorización química elevado con importantes corrosiones en todos los granos a pesar de estar recubiertos por la pátina. No obstante, no todo el lecho presenta unas características similares. En septiembre del año 2005 se puso al descubierto la parte del lecho que permanecía oculta bajo los detritos (Fig. 5.22). Dichas superficies carecían de un recubrimiento de pátina y el aspecto de los cristales era muy fresco, sin grandes

corrosiones ni pulidos. Aparentemente la meteorización química ha estado inhibida o ha tenido menor influencia que los procesos de abrasión. La precipitación de pátinas no se ha producido en el lecho cubierto por detritos o ha sido erosionada por éstos. La abrasión que las partículas hayan podido ejercer sobre el lecho es difícil de evaluar. La superficie no presenta pulidos, y se mantiene una mínima irregularidad del fondo. Sin embargo, no hay claros contrastes entre los cristales, lo que sugiere una actividad moderada de la desagregación granular. La erosión por rodadura e impacto de unos granos contra otros pudiera producir los desgastes más significativos, aunque la ausencia de un pulido más desarrollado no permite valorar su efectividad frente a la meteorización química de las superficies expuestas fuera del alcance del detrito. Evidentemente el depósito se sitúa en las zonas más deprimidas, aunque las observaciones no son conclusivas para determinar si ello implica que su efecto erosivo sea más significativo que el de la meteorización química. No se descarta que sea la meteorización química la que favorezca una mayor profundización en el lecho, y que con posterioridad los detritos ocupen las zonas más deprimidas al reorganizarse a lo largo del fondo de la cavidad. Probablemente la importancia de la abrasión frente a la corrosión dependa de las características de cada pilancón en particular, y puedan existir ambas posibilidades.

5.5.2. Las paredes

Las paredes de los pilancones constituyen uno de los elementos más significativos de la cavidad; limitan la depresión y permiten la retención de un volumen determinado de agua. En la mayoría de los pilancones el agua de lluvia acaba por desbordar la depresión. En estos casos los pilancones tienen parte de sus paredes temporalmente bajo el agua, mientras que las partes superiores nunca llegan a estar inundadas. Aunque la parte superior de las paredes no llegue a cubrirse con el agua retenida en el pilancón en la actualidad, sí estuvo bajo su influencia en un pasado. De este modo en las paredes de los pilancones se diferencia una zona inundable y otra que no lo es, a la que se ha denominado fósil. El límite de ambas zonas no es una línea bien definida, dando lugar a una zona de transición.

La zona inundable de la pared se desarrolla desde el lecho de la cavidad hasta el nivel de máxima inundación que viene determinado por la altura del exutorio. Esta zona está expuesta intermitentemente, con prolongados periodos en los que puede estar cubierta por el agua o completamente seca. Los efectos de la meteorización química suelen ser muy evidentes, con granos minerales corroídos y una superficie muy irregular. En los pilancones monitorizados, los fenocristales de feldespato potásico son aquellos que proyectan un mayor relieve sobre la pared, aunque es frecuente también que sobresalgan los cristales de cuarzo de mayor tamaño. Entorno a la zona de máxima inundación suele aparecer una fina pátina que recubre superficialmente toda la superficie. El color negro intenso de la pátina sugiere que su espesor es mayor entorno a la zona de mayor inundación, adquiriendo un color más apagado al bajar hacia el lecho de la cavidad. En el caso de paredes zapadas es habitual que la máxima extensión horizontal de la depresión coincida con el nivel de máxima inundación. Esto implica que la meteorización, al menos en la dimensión horizontal, es mayoritaria a lo largo del periodo de lluvias.

La pátina de color oscuro permite evaluar con gran claridad la efectividad de la erosión mecánica mediante el efecto cuña en esta zona. A lo largo del periodo de recogida de detritos de los pilancones, se han podido reconocer en las cavidades varios desconchones. Sin embargo, no es habitual la aparición de descamaciones a lo largo de la

pátina, y las superficies fuertemente corroídas sugieren que la meteorización química es predominante. Tampoco parece que el efecto de abrasión de las partículas del detrito al movilizarse por la cavidad debido al efecto de las corrientes del agua o el viento deje una impronta significativa. Por lo tanto, la meteorización química parece dominante en esta zona, sin menoscabo de que la abrasión contribuya al rebajamiento de superficies de una forma secundaria.

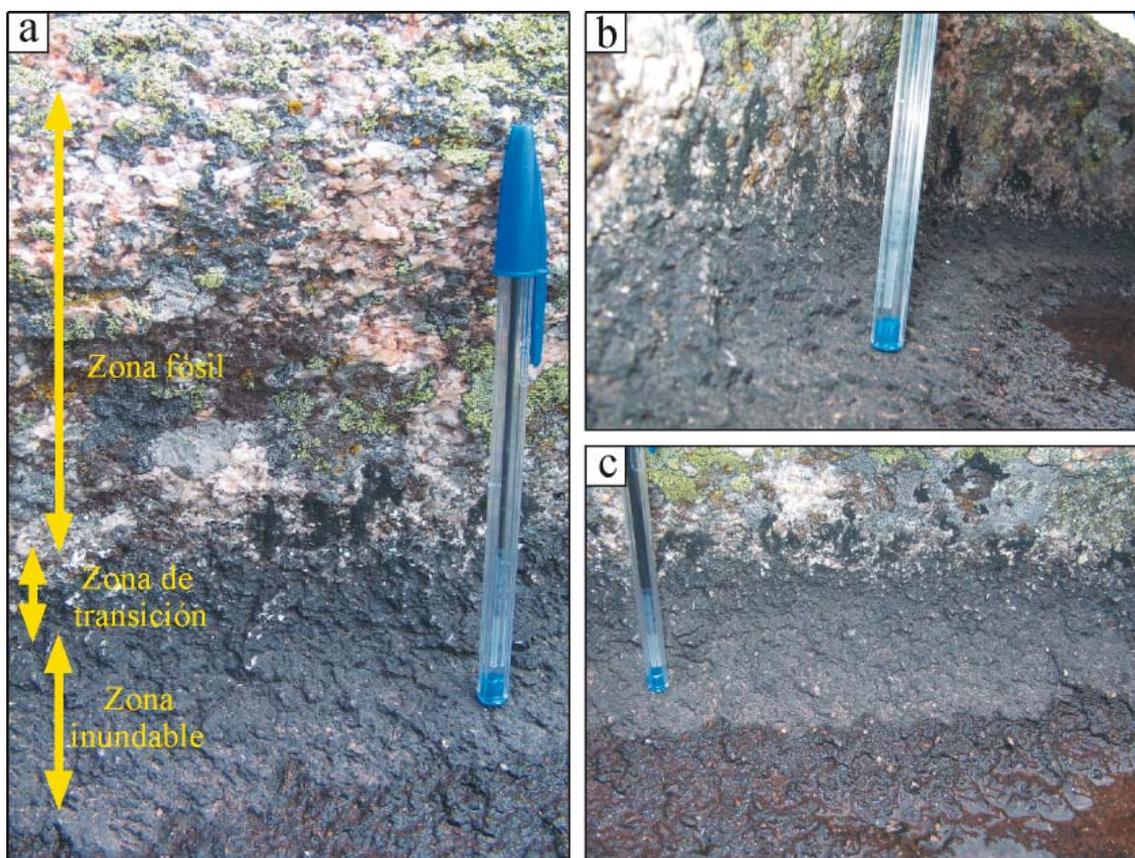


Figura 5.23. Imágenes de las paredes del pilancón P4. a) Aspecto general de las zonas inundable, de transición y fósil. Nótese la fuerte corrosión y el recubrimiento por la pátina en la zona inundable, mientras que la zona fósil presenta una superficie afectada por la desagregación mineral. b) La sobre excavación de las paredes es más intensa entorno del nivel de máxima capacidad del pilancón, cuya posición se aproxima a la alcanzada por el recubrimiento de la pátina. c) En un día sin viento y con las aguas en calma, la humedad de las paredes de la imagen se debe exclusivamente a la adsorción por capilaridad.

Por encima de la zona inundable hay una franja de la pared que se ve influenciada por la humedad. Esto se debe a dos efectos principales. En primer lugar la agitación de las aguas produce un ligero oleaje que puede ir acompañado de salpicaduras. Este fenómeno depende fundamentalmente de la fuerza del viento, aunque la acción de animales que se acerquen al pilancón puede contribuir ocasionalmente. De este modo el agua de la cavidad puede alcanzar cotas entorno a un centímetro por encima del nivel del agua, que es el equivalente de agua que se pierde por desbordamiento en un día ventoso. En segundo lugar hay un mecanismo mucho más significativo: la adsorción. Se ha podido observar que la disolución de minerales es muy importante en aquellas zonas de la pared afectadas por el agua. Además, las imágenes de SEM muestran que con frecuencia los límites e irregularidades cristalinas son lugares preferenciales para la disolución, lo que sin duda ayuda a agrandar y comunicar la porosidad y microporosidad primaria del granito. Bajo estas circunstancias, la ascensión de la humedad por las paredes del pilancón debido a la

adsorción del agua por capilaridad, puede llegar a alcanzar hasta dos y tres centímetros en los ejemplares monitorizados.

El alto grado de adsorción de agua corrobora la importancia de la disolución en las paredes del pilancón. La presencia de humedad en los capilares es muy importante ya que puede dar lugar al progresivo incremento en las dimensiones de la porosidad por disolución. Pero sobretodo, permite la meteorización mecánica mediante el efecto cuña, tanto por crioclastia como por precipitación de fases minerales. La zona de transición de la pared es por tanto una franja en la que los procesos de meteorización física y química se compaginan por igual. Los procesos identificados tienen una repercusión morfológica que se hace patente en la disminución de la rugosidad de la pared en esta zona. Los granos minerales siguen mostrando con frecuencia un elevado grado de corrosión incluso pueden estar recubiertos de pátina. Sin embargo, disminuye considerablemente el número y dimensiones de fenocristales que se proyectan desde la pared, así como aumentan las superficies cristalinas frescas que indican la importancia del efecto cuña.

La zona fósil de las paredes del pilancón nunca llega a estar inundada, y la humedad de sus paredes se restringe principalmente a los episodios de lluvia y el tiempo que tarda el agua retenida en evaporarse. A priori podría parecer que los procesos de meteorización que puedan darse en esta zona no deben ser muy diferentes a los de otras superficies del granito fuera del pilancón. Sin embargo, esto no es cierto, ya que la herencia en el sustrato de su pasado de meteorización juega con seguridad un papel significativo. Algunos pilancones al quedar inactivos sufren una inversión morfológica en la que el lecho y las paredes quedan en relieve formando los aros de piedra. Aunque algunos aros de piedra de grandes dimensiones puedan tener orígenes distintos (Blank, 1951), la inversión se debe a la cementación de la porosidad generada cuando el pilancón estaba activo (Pedraza et al., 1989). El grosor de las paredes de los aros de piedra en la Sierra de Guadarrama es habitualmente de unos pocos centímetros, lo que sugiere que el ensanchamiento y conectividad de la porosidad alcanza considerables profundidades. Tanto si esa porosidad persiste en las paredes del pilancón en la zona fósil, como si es parcial o totalmente sellada por la precipitación mineral, es evidente que la reología de las superpies no puede ser considerada equivalente a la de otras superficies graníticas. En aquellas paredes fósiles en las que no se produzcan endurecimientos por sellado de la porosidad, los efectos de la crioclastia u otros efectos de cuña serán mucho más intensos que los de otras superficies del granito.

La zona fósil de las paredes suele estar parcialmente cubierta por líquenes. El recubrimiento de las paredes es considerable y los espacios entre individuos es muy inferior al de los espacios ocupados. Aunque los líquenes puedan ejercer una cierta erosión de la superficie, la presencia de estos organismos por lo general parece disminuir la tasa de meteorización del sustrato (Lee y Parsons, 1999; Chen et al., 2000). Esto coincide con las observaciones realizadas en las zonas estudiadas. Aunque las dimensiones de los líquenes dependen en gran medida de las subespecies estudiadas, y las condiciones ambientales (p.ej., Beschel 1950; Runemark, 1956), sus dimensiones medias nos pueden dar una idea de la tasa de meteorización. Las dimensiones de los líquenes encontrados en las paredes normalmente alcanzan diámetros de varios centímetros, sugiriendo la estabilización de la superficie que ocupan durante al menos varias decenas o cientos de años. Los líquenes desarrollan formas muy irregulares y en ocasiones presentan islotes sin recubrir dentro del talo. La aparición de zonas sin colonizar parece coincidir con descamaciones producto del

efecto cuña, que produce la desagregación de granos o pequeñas placas de las paredes. En consecuencia, los procesos de erosión en la zona fósil no pueden considerarse inactivos, aunque su tasa de meteorización pueda estar ralentizada respecto a otras zonas. La crioclastia es probablemente el proceso de meteorización más activo en esta zona.

La zona fósil carece de pátinas negruzcas, sin embargo, es muy probable que toda superficie que haya estado periódicamente cubierta por el agua retenida en la cavidad haya tenido el aspecto que tienen hoy las zonas inundables. La existencia de porciones de la pared sin cubiertas de líquenes, y el aspecto relativamente fresco de los minerales, sugiere que el efecto cuña ha producido un retroceso de la pared en tiempos recientes. Los restos orgánicos encontrados en el detrito de los pilancones tienen una gran abundancia de líquenes, en ocasiones con fragmentos minerales adheridos. Cuando la superficie del pilancón está congelada las partículas que caen dentro del pilancón se detienen en la capa de hielo, incluso pueden quedar atrapadas en él. Es habitual reconocer restos de líquenes y en ocasiones fragmentos minerales tras una noche de helada. Aunque lo más sencillo es que su origen proceda de las paredes del pilancón, no se puede descartar que algunas de estas partículas puedan proceder de fuera de la cavidad. Del mismo modo, tras la recogida de granos del lecho de los pilancones monitorizados a lo largo de la temporada 2005-2006 se han reconocido multitud de partículas con líquenes. Alguno de los fragmentos de mayor tamaño y con formas características ha podido ser reconocido indudablemente por la cicatriz dejada en la pared, mostrando la efectividad de la crioclastia.

Las paredes del pilancón son el elemento clave para escribir la historia de la meteorización de la cavidad. Lo más significativo es que las dimensiones de la pared dan la profundidad máxima alcanzada. Pero también pueden dar información muy valiosa acerca de la existencia de fases con distintos grados de intensidad en la meteorización. Siempre que la erosión posterior a las fases previas no haya borrado su impronta morfológica.

5.5.3. El exutorio

El exutorio es un elemento erosivo característico de los pilancones cuyas aguas desbordan los flancos de la cavidad, y se localiza en el punto de menor elevación del borde de la depresión. Aquellos pilancones que no consiguen desbordar el agua que almacenan, caso de pilancones tipo pit de grandes dimensiones, carecen de exutorio o mantienen un exutorio residual producto de una fase evolutiva previa. La progresiva incisión del exutorio es acorde a la evolución del pilancón, por lo que pilancones jóvenes tienen un exutorio incipiente, mientras que las cavidades muy evolucionadas suelen presentar exutorios bien desarrollados. La meteorización preferencial de este punto de la cavidad se debe a la mayor humedad retenida en su entorno gracias a los desbordamientos.

La parte interna del exutorio, aquella más próxima a la cavidad, tiene unas condiciones bien distintas a las de la parte externa debido a su exposición a la humedad. En consecuencia la meteorización del exutorio no es uniforme. El exutorio representa el nivel de máxima inundación de la cavidad. Este punto es frecuentemente alcanzado por la lámina de agua de la cavidad durante la época de lluvias, y los procesos de meteorización química son muy habituales. Cuando el nivel del agua disminuye pero se encuentra sólo unos centímetros por debajo, el exutorio puede seguir húmedo gracias a la agitación superficial del agua que provoca cierto oleaje y salpicaduras, o a la adsorción en la superficie del granito. Por su parte, la cara externa del exutorio con frecuencia sólo se ve humedecida

cuando el agua del pilancón desborda. Esto provoca que los estilos de meteorización sean bien distintos a un lado y otro de los exutorios (Fig. 5.24). La cara interna del exutorio presenta fuertes corrosiones, y la meteorización química es muy importante. A pesar de ello, su meteorización química es compatible con la precipitación de pátinas negruzcas que caracterizan el entorno de máxima inundación de las depresiones. En la cara externa los procesos de meteorización química son mucho menos evidentes. Las pátinas oscuras

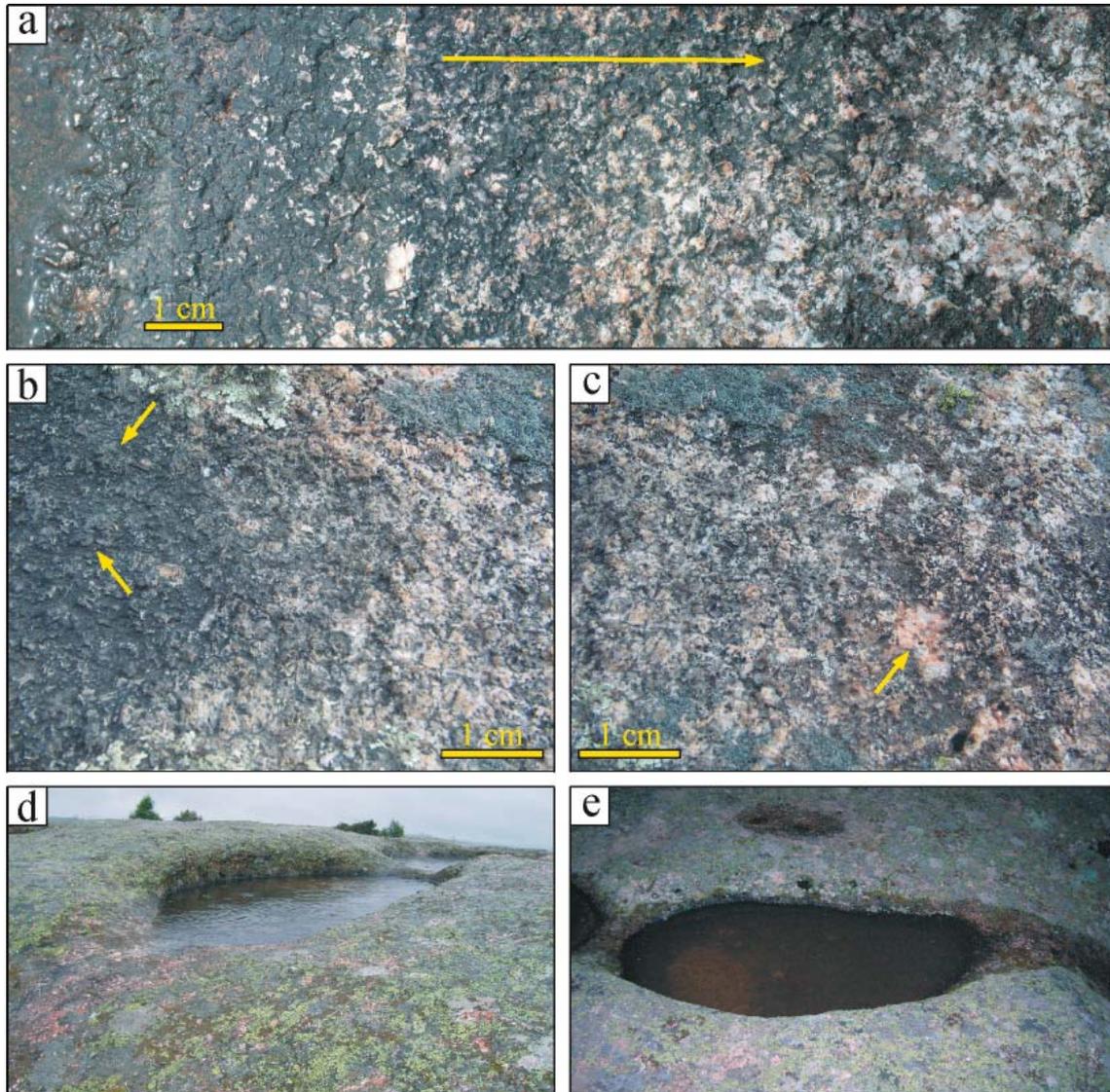


Figura 5.24. a) Composición de imágenes del exutorio del pilancón P4 desde el borde del límite del agua retenida. La flecha indica la dirección de evacuación de agua durante el desbordamiento. La corrosión de los minerales y la existencia de pátinas son más importantes en la parte interna del exutorio. Nótese que el agua en el pilancón no está en su nivel de máximo. b) Detalle de la cara interna del exutorio del pilancón P2. La corrosión de los granos es más importante cerca del nivel de máxima inundación. La presencia de pátinas se prolonga más allá de dicho nivel. Las flechas indican algunos granos con importantes corrosiones. c) Detalle de la cara externa del pilancón P2. La desagregación de cristales representa el proceso de meteorización principal. La flecha señala la cicatriz de una importante descamación. Nótese la diferencia en la cobertura y dimensiones de líquenes entre el conducto del exutorio y los laterales de éste. d) Pilancón P4 durante un episodio de lluvia en el cual sus aguas le desbordan. Nótese la menor cobertura y dimensión de líquenes en la cara externa del exutorio respecto al resto de la superficie granítica. e) Pilancón P4 en el que el agua desborda por agitación de las aguas por el viento al estar próximas al nivel de su máxima capacidad. Nótese el área afectada por el desbordamiento y la dimensión de los líquenes en las zonas fuera de su alcance en a imagen anterior.

se reconocen de forma esporádica y la colonización de líquenes aumenta indicando una menor tasa de meteorización. El aspecto es en parte similar a la parte inferior de las paredes de la cavidad que han quedado por encima del nivel de máxima inundación. La apariencia fresca de los minerales en la cara externa del exutorio sugiere que en este caso la meteorización mecánica es mucho más efectiva que la química.

La morfología del exutorio debería estar acorde con los procesos de meteorización que lo esculpen. Sin embargo, no existe una forma común del punto de evacuación del agua desbordada. Lo más frecuente es que los exutorios tengan una cara interna con una pendiente tendida, aunque es habitual que el exutorio sea un repentino escalón. Por otro lado, la cara exterior está más afectada por el contexto en el que se ha escavado la cavidad: conexión con otras cavidades o depresiones, distancia hasta los bordes del bloque o macizo donde se encuentra el pilancón, pendiente del terreno, etc. En ocasiones las condiciones petrológicas locales afectan la forma del exutorio, aunque lo más habitual es que éste presente una degradación uniforme. También la anchura del exutorio puede llegar a ser muy diferente de unas cavidades a otras. Con frecuencia los exutorios son amplias vaguadas, pero esto contrasta con otras formas que presentan profundos y estrechos cuellos. Los pilancones incipientes y jóvenes presentan una amplia vaguada. Esto es debido a la menor diferencia entre altura mínima y máxima y porque el lugar de desbordamiento a menudo no tiene un punto claramente definido ya que los márgenes de la cavidad tienen alturas similares. Los pilancones más evolucionados, aquellos que presentan una mayor profundidad máxima y un exutorio bien desarrollado, tienden a concentrar la erosión del exutorio entorno al punto de mínima altura, por lo que suelen tener un exutorio más definido. Sin embargo, la existencia de multitud de casos anómalos no permite establecer una clara relación entre amplitud de la zona de desbordamiento y grado evolutivo.

La variabilidad morfológica de los exutorios indica la complejidad en los procesos de meteorización de este elemento del pilancón. Las condiciones microtopográficas previas de la cavidad, la forma de la depresión, o las peculiaridades petrológicas pueden ser determinantes para la forma de algunos exutorios. Sin embargo, independientemente de la forma que presente, la alta correlación entre las alturas máximas y mínimas del pilancón sugieren que la altura del exutorio está fuertemente controlada por la profundidad máxima que pueda alcanzar la cavidad.

6. CORRELACIÓN DE SUPERFICIES ESTABILIZADAS

La cronología de exhumación o estabilización de las superficies sobre las que se desarrollan algunas de las estaciones incluidas en este trabajo esta bien definida en trabajos previos. Sin embargo, las estaciones ubicadas en áreas no glaciadas y con una prolongada historia de meteorización tienen un control cronológico muy limitado. Además, la ubicación exacta de alguna de las estaciones afectadas por glaciario carece de mapas geomorfológicos detallados, lo que podría ayudar a una mayor restricción en la edad de estabilización de la superficie sobre la que se desarrollan los pilancones. En este capítulo se realiza una correlación de superficies de estabilización de varias de las estaciones estudiadas. De este modo, se pretende precisar en lo posible la cronología de las superficies sobre las que se desarrollan los pilancones.

Se ha realizado una cartografía geomorfológica detallada del Valle del Francés, en la estación de Torres del Paine. Existen varios episodios de Neoglaciación en la región, y su cronología ha sido estudiada en diversos glaciares entorno a las Torres del Paine. La realización de una cartografía geomorfológica detallada del valle permite la identificación por primera vez de distintos episodios de estabilización de los glaciares interiores del valle. El objetivo es la correlación de los episodios de avance y estabilización en el valle con aquellos de glaciares en la región con una cronología bien definida. También se ha realizado una descripción conjunta de aquellas estaciones en las que se han realizado análisis de flared slopes. Se ha realizado una correlación de episodios de exhumación y se ha propuesto una cronología en función de dos puntos de control: una nava situada próxima al Canto Hastial y el Barranco del Piojo, ambos en el plutón de la Sierra de Hoyo de Manzanares.

6.1. Evolución geomorfológica del Valle del Francés durante la deglaciación

La estación de pilancones de TP se localiza próxima a la cabecera del Valle del Francés, en el interior del macizo de Torres del Paine. El macizo estuvo completamente afectado por el SPI en el LGM (Caldenius, 1932), y todavía mantiene pequeños glaciares de circo entorno a las cumbres principales y en la cabecera de los valles. Existen esquemas geomorfológicos de diversos glaciares del macizo del Paine, con dataciones absolutas de algunas de sus morrenas: como en el Glaciar del Francés, del Perro, Torres, Ascensio, Dickson, Grey y Tyndall (Röthlisberger, 1986; Armesto et al., 1992; Aniya, 1995; Madern y Clapperton, 1995; Madern 1997). Sin embargo, las pequeñas masas glaciadas de la cabecera del Valle del Francés carecen de nombre y no han sido cartografiadas con anterioridad. Se ha realizado un mapa geomorfológico detallado de dicho valle, en el que se pueden identificar los elementos geomorfológicos necesarios para establecer los episodios de estabilización de los frentes glaciares durante la deglaciación (Fig. 6.1).

En la actualidad la entrada del valle se encuentra flanqueada en su margen occidental por el Glaciar del Francés. Se trata de un pequeño glaciar que salva un gran desnivel y cuyas masas de hielo están entrecortadas por acantilados rocosos. La entrada del valle esta jalonada por varios episodios de morrena pertenecientes a este glaciar. En la cabecera del valle existen tres glaciares. El escarpado relieve proporciona un abultado número de derrubios que contrasta con lo limitada del área de alimentación, por lo que alguno de ellos puede clasificarse como glaciar negro. La parte oriental del valle mantiene una dirección N-S sin desarrollo de cuencas glaciares durante buena parte de su longitud.

Esto ha permitido la conservación de al menos una morrena lateral a lo largo de buena parte del valle. En la cabecera, este flanco del valle tiene un pequeño valle colgado desde el que desciende un glaciar rocoso. La parte inferior del glaciar es claramente inactiva por la presencia de líquenes e incluso colonización vegetal, mientras que la parte media y superior se caracteriza por bloques con un aspecto muy fresco y una gran inestabilidad, lo que sugiere su dinámica activa. Los taludes del valle se caracterizan por fuertes pendientes de granito con conos de derrubios en su articulación con glaciares o morrenas. La parte inferior de la morrena lateral que se extiende a lo largo del valle se articula con el fondo mediante un talud de coluviones con origen mayoritariamente en el desmantelado de la propia morrena. Ocasionalmente se distinguen abanicos aluviales que articulan, pequeños barrancos con el fondo del valle, o pequeñas turberas en aquellas zonas deprimidas y parcialmente encharcadas. Por el valle discurre un río que deja un estrecho cordón de depósitos fluviales de gran tamaño. La desembocadura del río en el Lago Nordjokulen provoca un pequeño delta favorecido por las condiciones topográficas del lago y los vientos del Oeste.

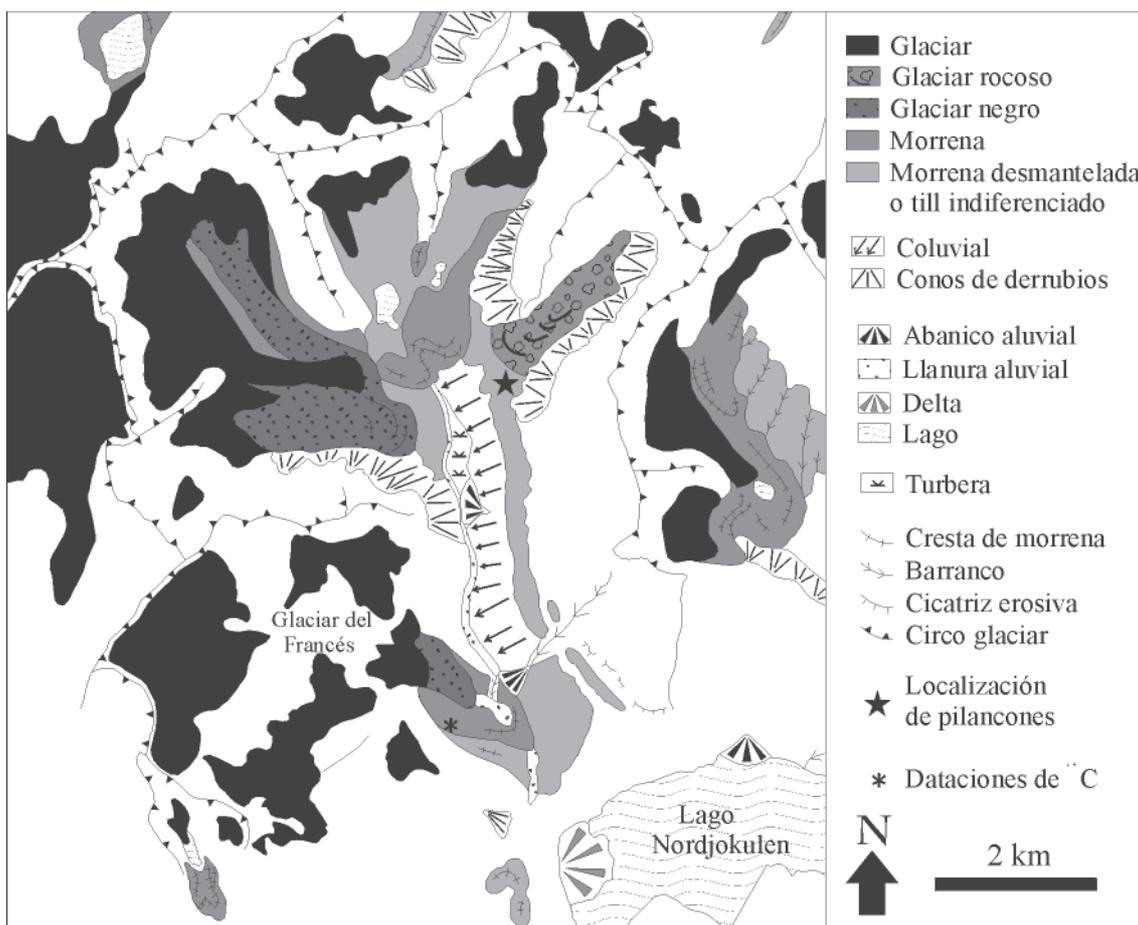


Figura 6.1. Mapa geomorfológico del Valle del Francés en las Torres del Paine. La estación de medición de pilancones de TP esta localizada con una estrella. La ubicación de las dataciones realizadas por Röthlisberger (1986) en el último complejo morrénico del Glaciar del Francés se indica con un asterisco.

Las elevadas paredes verticales del valle son testigo de la acción glaciar entorno a la máxima extensión de los glaciares. Con el deshielo gran parte de las paredes quedaron descubiertas y el glaciar se restringió a ocupar la parte basal. En un principio un glaciar ocupaba todo el valle y los focos glaciares de la cabecera del valle y el Glaciar del Francés

permanecían unidos. Sólo en las últimas fases de retroceso los focos glaciares han quedado definitivamente aislados. A lo largo del periodo de deglaciación se han reconocido al menos cuatro episodios de estabilización de los glaciares en el valle, hasta alcanzar la configuración actual. Dichos episodios se han reconocido por morrenas laterales y frontales así como por cicatrices erosivas. En los tres episodios más antiguos el valle permaneció completamente glaciado disminuyendo progresivamente su volumen de hielo. Los dos episodios más antiguos están muy próximos entre sí y el frente del glaciar probablemente se extendía ligeramente más allá de la entrada del valle. El penúltimo avance dejó un complejo morrénico cerrado en la entrada del valle, y representa un retroceso mayor que el ocurrido entre las fases previas. Con posterioridad a esta fase el retroceso de los glaciares fue muy importante, con individualización de los distintos focos glaciares de cabecera. El hielo superficial de uno de los glaciares de cabecera llegó a desaparecer, y su progresiva disminución dio paso a la formación de un glaciar rocoso. La parte frontal del glaciar rocoso presenta varias crestas claramente inactivas lo que sin duda tuvo un funcionamiento coetáneo al de los últimos complejos morrénicos situados justo enfrente de los glaciares actuales. Esta última fase de estabilización en los glaciares de circo se sitúa muy próxima a los frentes glaciares actuales y se compone generalmente por varios pulsos.

La secuencia de retroceso de morrenas del glaciar Grey cuya lengua discurría a lo largo del Lago Nordjokulen hasta alcanzar el Lago Toro, sugiere que la totalidad de las morrenas encontradas en el interior del Valle del Francés pertenecen a la Neoglaciación (Madern, y Clapperton, 1995; Madern, 1997), y por tanto son de edad Holoceno reciente (Porter, 2000). Dos dataciones de carbono catorce realizadas sobre las morrenas del Glaciar del Francés (Röthlisberger, 1986) indican que la edad del último complejo morrénico, compuesto por varios surcos y crestas, pertenece a la Pequeña Edad del Hielo (LIA). Las edades obtenidas en este complejo morrénico indican la presencia de al menos dos fases que tuvieron lugar hace 675 y 235 años. Del mismo modo, los últimos complejos morrénicos situados enfrente de los glaciares pertenecen a distintas fases del LIA (Röthlisberger, 1986; Armesto et al., 1992; Madern y Clapperton, 1995). Las edades de dichos complejos se sitúa mayoritariamente en los siglos XVII y XVIII, pero existen también fases previas en los siglos XIII y XIV. El carácter multiepisódico de los complejos morrénicos a lo largo del LIA es común en otras zonas del sur de Patagonia (Clapperton y Sugden, 1988; Aniya, 1996), y su cronología general se estima que tuvo lugar entre los años 1250 y 1900 A.D. (Villalba, 1994; Koch y Kilian, 2005). El frente del glaciar rocoso que es claramente inactivo, y su estabilización parece coincidir con los que dieron lugar a los últimos frentes morrénicos en el LIA por todo el macizo. La asociación de glaciares rocosos activos e inactivos es muy común en Patagonia (Trombotto, 2000, 2002). Además, la altura del frente del glaciar rocoso esta por debajo de las obtenidas en glaciares rocosos activos en estas latitudes (Roig, 1986). Sin embargo, estos márgenes altitudinales sí coinciden con las elevaciones que desarrolla el glaciar rocoso a partir de su parte media.

Unos treinta kilómetros al suroeste del Valle del Francés se localiza el Glaciar Tyndall, en el que existe una completa cronología de los episodios de deglaciación durante la Neoglaciación (Aniya, 1995). En este glaciar se han reconocido cuatro complejos morrénicos y cicatrices erosivas relacionadas con fases de la Neoglaciación. Los dos episodios exteriores tienen una extensión similar, el penúltimo comprende un retroceso algo mayor y el último presenta un notable retroceso respecto a todos los anteriores. La cronología de los tres episodios de estabilización mas externos se sitúa entorno a 3600,

2300, 1400 y años BP respectivamente. El último complejo morrénico pertenece al LIA. El número de episodios de estabilización y la secuencia de retroceso es muy similar a la reconocida en el Valle del Francés. Además, las dos últimas fases de la Neoglaciación reconocidas en el glaciar Tyndall, también han sido reconocidas en otros glaciares del macizo del Paine por Röthlisberger (1986). Similares fases de Neoglaciación también han sido registradas en otros glaciares de la región como el Upsala o el Ameghino (Aniya, 1995, 1996). Por lo tanto, los episodios de Neoglaciación parecen responder aun patrón ampliamente generalizado, lo que permite una apropiada correlación con las fases reconocidas en el Valle del Francés.

Los pilancones medidos en la estación de TP pertenecen a grandes bloques inmersos en la morrena lateral del penúltimo episodio de estabilización del glaciar del Valle del Francés. Los pilancones debieron comenzar a formarse una vez que la morrena fue estabilizada, y siguiendo la cronología de la secuencia del glaciar Tyndall esto tendría lugar hace menos de 1400 años. Por su parte, ningún pilancón ha aparecido en los bloques del frente del glaciar del rocoso, cuya estabilización es muy posterior a la de la morrena en la que se localizan los pilancones medidos. Tampoco se han observado pilancones claramente definidos en morrenas pertenecientes a los complejos del LIA en otras zonas graníticas visitadas del macizo del Paine, ni de otras áreas próximas como el Parque Nacional de los Glaciares, en Argentina. Aunque el crecimiento de los pilancones sea un proceso activo y continuado, las observaciones sugieren que la formación de nuevos pilancones ha de haber tenido lugar con anterioridad al LIA. Parece que el tiempo transcurrido o los condicionantes ambientales no han sido suficientes o adecuados para la formación de pilancones desde el LIA. Por lo tanto, en base a las correlaciones realizadas, los pilancones debieron comenzar a formarse como mucho hace 1400 años, y el inicio de las cavidades es posible que tuviese lugar con anterioridad a hace 750 años, ya que no se han registrado nuevas cavidades en otras superficies de edades posteriores.

6.2. Análisis de flared slopes en las estaciones peninsulares

El análisis de flared slopes proporciona una secuencia de episodios de meteorización química en la superpie de un afloramiento determinado. Los cambios de ruptura en lo alto de las flared slopes indican los distintos niveles de estabilización del sustrato alterado dejados durante el grabado de las superficies. Esto permite una cronología relativa de los niveles de exhumación entre distintos bloques. Los niveles superiores son labrados en primer lugar, y la progresiva incisión da lugar a que sucesivas flared slopes sean grabadas a menor altura. La preservación de esta morfología viene determinada por las condiciones locales, así como por el equilibrio general entre los procesos químicos de corrosión que expanden el frente de alteración y los erosivos que determinan el lavado de los productos alterados. Aunque tanto la corrosión como el lavado puedan ser procesos relativamente continuos, el dominio de uno sobre otro es lo que favorece el grabado de flared slopes y la posterior exhumación de la superficie rocosa. Aunque las condiciones locales pueden ser determinantes para la formación de la morfología, la preponderancia de los procesos de meteorización o lavado está controlada a grandes rasgos por las variaciones en la temperatura, densidad de la cobertera vegetal y precipitación. Por lo tanto, a pesar de la posible existencia de condicionantes puntuales, el balance de alteración-exhumación que determina el grabado y exhumación de la forma depende básicamente de cambios en el clima.

Las flared slopes son morfologías producto de la meteorización subedáfica que permite el grabado del sustrato. Una vez expuesta, la roca continúa su meteorización bajo la atmósfera, y la forma acaba por degradarse. Por lo tanto, el carácter erosivo de la morfología no permite la utilización directa de métodos geocronológicos. Los domos, tors y bloques sobre los que quedan impresas estas formas son por lo general pequeños relieves residuales que dominan parajes netamente erosivos, sin relación a otros elementos geomorfológicos que puedan ser datados o establezcan un cierto criterio cronológico. Sin embargo, de forma excepcional se preservan los depósitos producto de la exhumación de las morfologías, o se observan criterios de correlación. En el plutón de Hoyo de Manzanares se han localizado dos afloramientos especialmente significativos en los que ha sido posible la relación de exhumación de flared slopes con la sedimentación de secuencias deposicionales (nava del Canto Hastial), y de incisión fluvial (Barranco del Piojo). Además, se han intentado realizar dataciones absolutas mediante ^{14}C y ^{230}Th para determinar la cronología de algunos episodios de corrosión química. Otros afloramientos presentan relación con cursos fluviales, como las flared slopes de la estación de PS. Pero no existe cronología de incisión en la cabecera del Río Manzanares, por lo que su relación no aporta información relevante acerca de la edad de los episodios de meteorización.

6.2.1. Evolución de la nava del Canto Hastial y relación con episodios de exhumación

En la vertiente SW de la Sierra de Hoyo de Manzanares, a una altitud de 1250 msnm, una pequeña depresión favorecida por el contexto estructural permite la existencia de una nava en las inmediaciones de la cumbre del Canto Hastial (Fig. 6.2). La nava del Canto Hastial ($40^{\circ}39'\text{N}$; $3^{\circ}56,9'\text{W}$), tiene una longitud de unos 500 metros y una anchura máxima de 200 metros. Esta orientada E-W favorecida por las fracturas locales, y se compone de tres sectores bien diferenciados: superior, intermedio e inferior. El superior tiene una cobertera de depósitos superficial afectada por dinámica gravitacional. El sector intermedio presenta una zona alomada disectada por el encajamiento de regatos locales, mientras que el sector inferior comprende una zona pseudoendorreica que se articula con el sector previo mediante un escarpe de unos dos metros de altura. La obtención de dos secciones estratigráficas en los sectores intermedio e inferior ha permitido evaluar la evolución en la deposición de la nava, y establecer una relación entre los depósitos con el relieve y formas circundantes.

La descripción exhaustiva de los depósitos, su interpretación y la evolución de la nava ha sido descrita previamente (Domínguez Villar, 2004), aunque es sintetizada a continuación. La sección C-1 tiene un espesor de 1,2 metros y la sección C-2 de 1,9 metros (Fig. 6.3). En C1 la base es un sustrato granítico episienitizado e irregular, mientras que en el caso de C-2 tiene un sustrato granítico alterado con un espesor de al menos 0,3 metros. En ambas secciones se han diferenciado 9 unidades, todas ellas de materiales detríticos. La sedimentación en la nava comienza en ambas secciones a la par y es probable que se deba a un aumento del espacio de acomodación favorecido por la actividad de alguna de las fracturas que limita la depresión. Las unidades deposicionales muestran una correlación directa con medios sedimentarios semejantes, o mantienen distintos ambientes de sedimentación con coherencia en la evolución geomorfológica de la depresión. Por lo tanto, la numeración asignada a cada unidad de la columna es correlacionable y se considera coetánea entre las dos secciones.

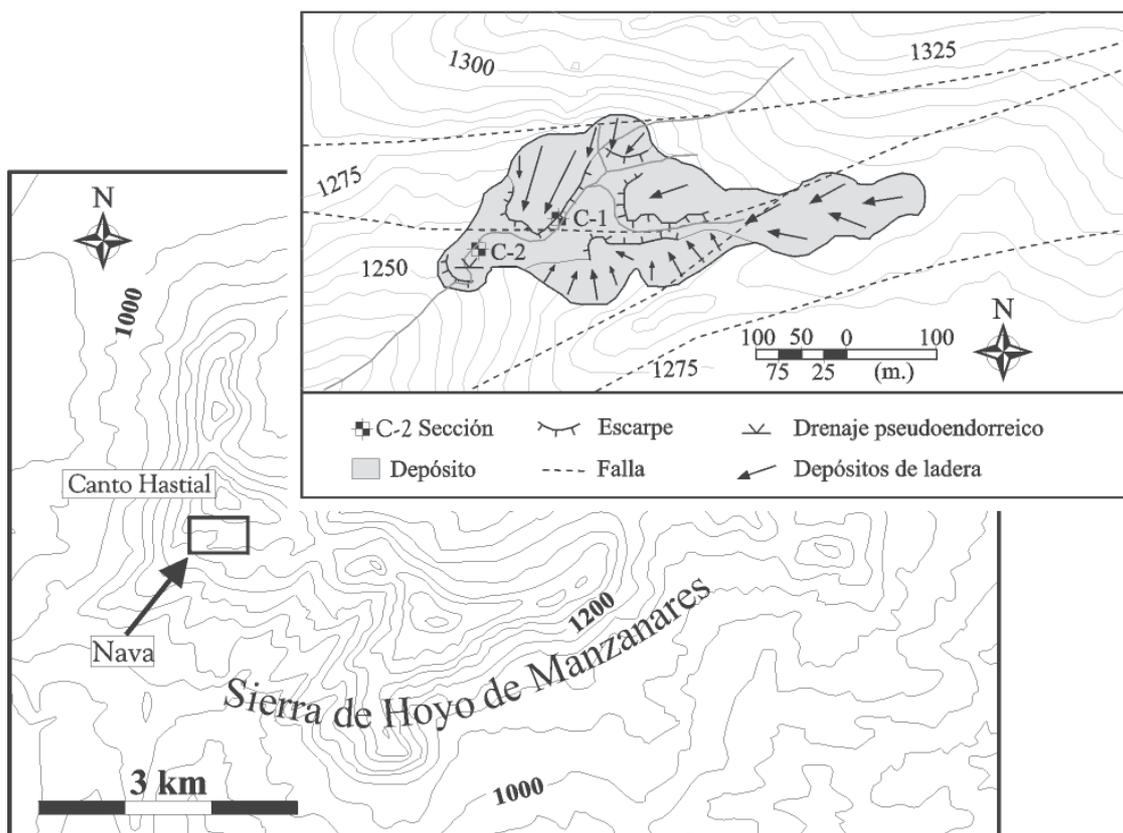


Figura 6.2. Localización y esquema geomorfológico de la nava del Canto hastial.

Los distintos litosomas reconocidos tienen unas características comunes que se repiten a lo largo de la serie y que son sintetizadas a continuación. Hay niveles fundamentalmente limoarenosos con cantos matrizsoportados, en los que la fracción fina es predominante. Son interpretados como depósitos coluvionares producto fundamentalmente de la acción gravitacional. Otras unidades están formadas por brechas clastosoportadas con escasa matriz y tamaño de grano milimétrico a centimétrico, corresponden a depósitos denominados grèzes litées (Guillien, 1951). En ocasiones se reconocen estructuras canalizadas y pequeñas cicatrices erosivas. La deposición de grèzes litées se relaciona con ambientes periglaciares (Maurie y Guillien, 1953). Se han interpretado como sedimentos fluvionivales, en los que el carácter matrizsoportado es debido a un intenso lavado de las partículas más finas gracias a la fusión nival (Dewolf, 1988). Las litologías más habituales están compuestas por una alternancia de arenas limosas con cantos ocasionales y capas o lentejones de limos arcillosos. En los niveles arenosos son habituales las estructuras canalizadas de escasa continuidad lateral y que desarrollan pequeñas cicatrices erosivas rellenas de arenas clastosoportadas. Se interpretan como depósitos fluviales pertenecientes a un ambiente restringido, con canales efímeros y transitorios. Por último, se reconocen unidades de arenas limosas de carácter masivo, con cantos matrizsoportados en los que la fracción arenosa es dominante. Han sido interpretados como conos aluviales.

Las distintas unidades reconocidas se repiten a lo largo de los perfiles indicando ambientes sedimentarios que alternan entre medios gravitacionales, fluvionivales, y fluviales en condiciones de pseudoendorreísmo o en conos aluviales. Las secciones comienzan con unos depósitos fluviales restringidos en ambientes fríos y húmedos que se identifican por la abundancia de materia orgánica y estructuras de microhinchamientos

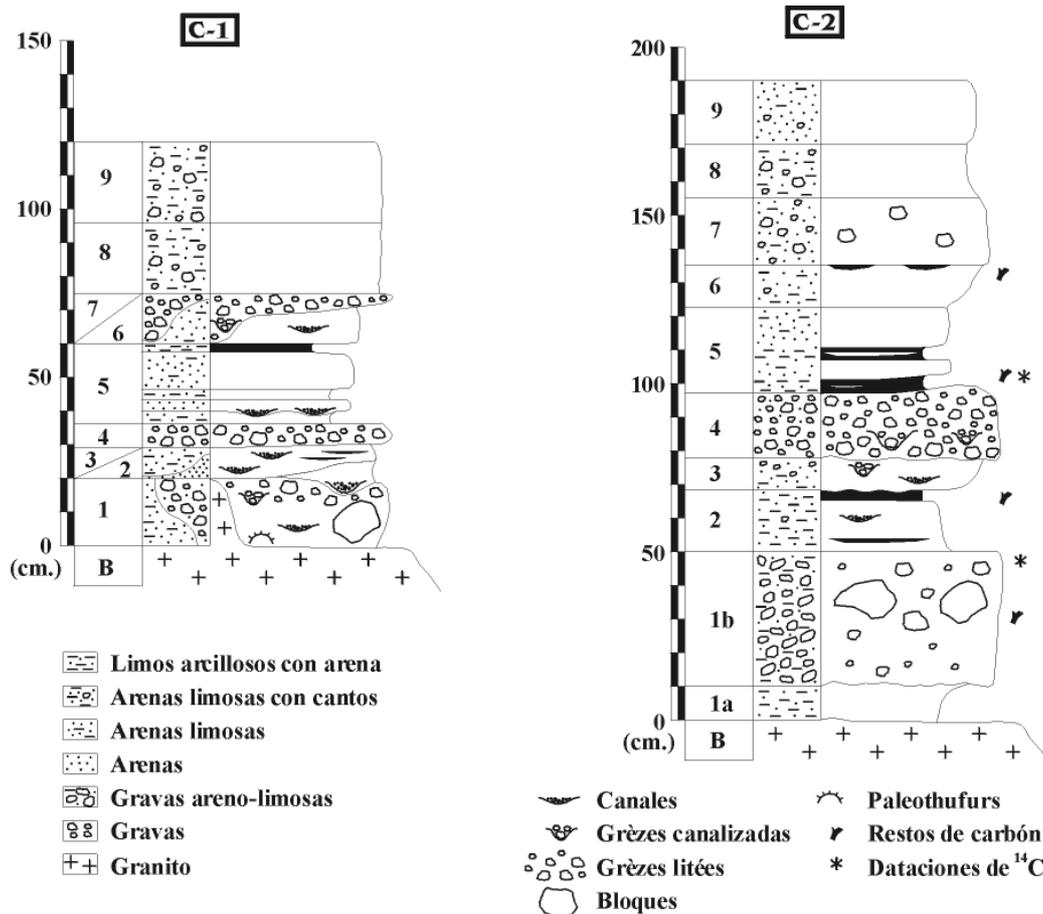


Figura 6.3. Columnas estratigráficas de dos secciones de la nava del Canto Hastial. La localización de las secciones ha sido representada en la figura 6.2.

(paleo-thufurs), así como a una estructura masiva producto de pequeños movimientos solifluidales en la sección inferior. Progresivamente la sección termina con el desarrollo de grèzes litées. La unidad engloba bloques que llegan a alcanzar el medio metro de diámetro y que no han podido ser transportados por este medio de sedimentación. Se han interpretado como corestones generadas en las inmediaciones de su localización actual y que son el producto de alteraciones previas del granito, quedando inmersos en la unidad con un transporte nulo o muy reducido. En la base de la sección C-2, la unidad 1 puede subdividirse en dos, debido a la existencia de una zona más limosa con ausencia mayoritaria de cantos, que tiene un tránsito gradual y rápido. Las unidades 2 y 3 representan ambientes fluviales pseudoendorreicos. Sin embargo, entre ellas se reconoce en ambas secciones una cicatriz erosiva bien definida. La unidad 4 representa un episodio de sedimentación en régimen fluvionival con desarrollo de grèzes litées en las dos secciones. Este nuevo episodio frío es más intenso y menos húmedo que el anterior, a juzgar por el espesor de la unidad clastosoportada. Por encima, las unidades 5 y 6 desarrollan nuevamente ambientes fluviales. Los medios de sedimentación corresponden con sistemas fluviales de canales efímeros y con poca continuidad, a excepción de en la unidad 6 de la sección C-2, donde el ambiente de sedimentación corresponde con un cono aluvial. La unidad 7 se compone en la sección C-1 de un pequeño nivel de grèzes litées que se pierde lateralmente, mientras que en la sección C-2 se reconoce un cono aluvial compuesto de cantos más gruesos que en el episodio anterior (centiles de varios centímetros). Las unidades 8 y 9 en la sección C-1 son dos niveles coluvionares, mientras que en la sección C-2 reaparece un cono

aluvial con cantos de tamaños similares a los de la unidad 6, y la sección termina con los depósitos fluviales restringidos que determinan el carácter pseudoendorreico de la sección inferior de la nava en la actualidad.

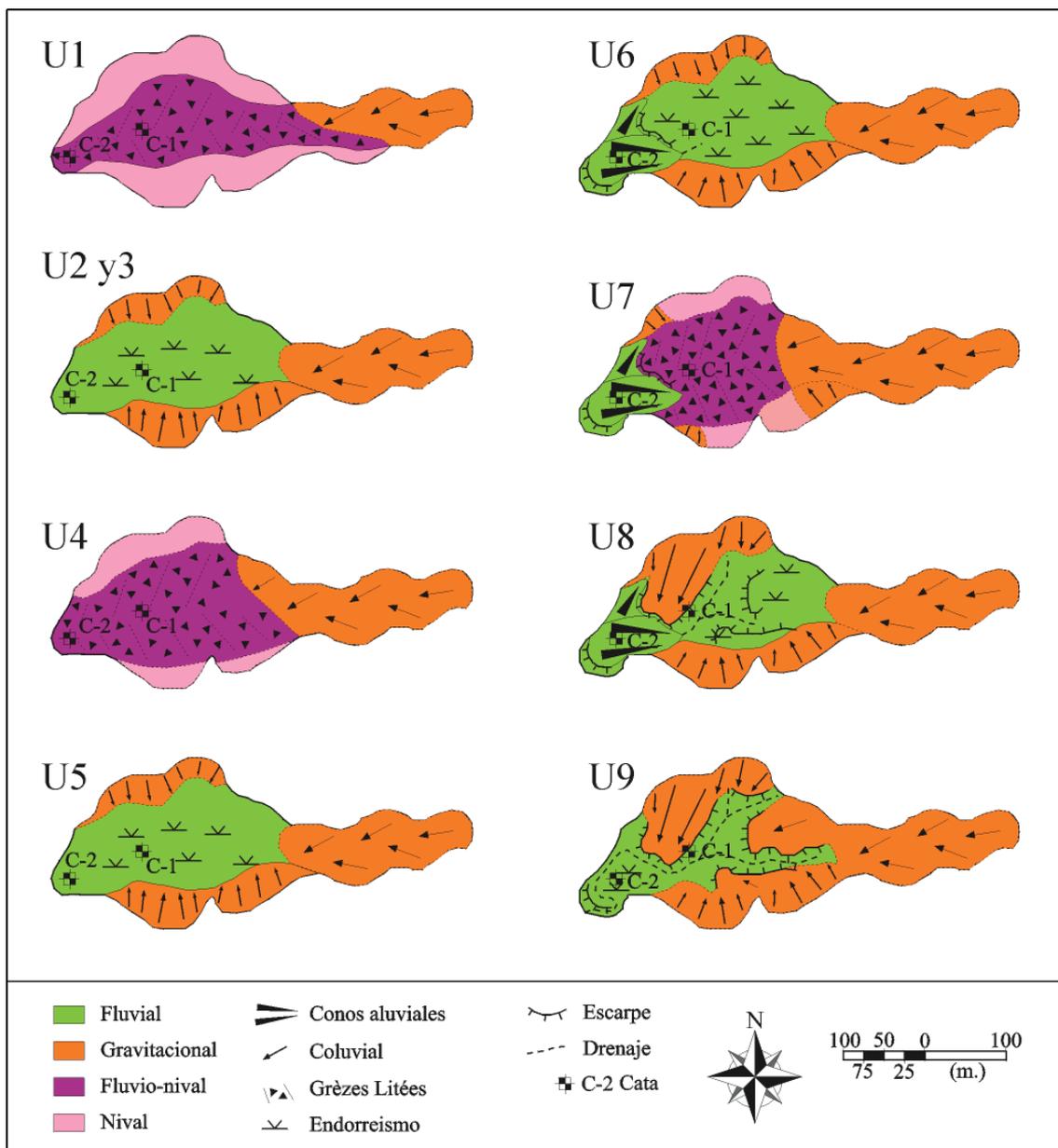


Figura 6.4. Reconstrucción paleogeográfica para las nueve unidades de la nava del Canto Hastial.

Los depósitos de la nava en las dos secciones estudiadas muestran una sedimentación en ambientes similares, hasta que a partir de la unidad 6 se desarrolla un cono aluvial en la parte inferior de la nava (Fig. 6.4). Este hecho se ha relacionado con la existencia de un pequeño deslizamiento que produciría un desnivel entre la sección inferior y el resto de la nava. La cicatriz erosiva del deslizamiento y el lóbulo frontal en la nava son perceptibles aún hoy en día. El desnivel es responsable de la instauración del cono aluvial hasta que el desnivel es rebajado, mientras que en la sección intermedia se produce la incisión remontante de pequeños cauces locales. Esta incisión conlleva que sucesivamente la parte intermedia de la nava quede colgada, por lo que la dinámica gravitacional ocupa los lugares que anteriormente drenaban efímeros canales fluviales no encajados. A lo largo

de la sedimentación de la nava se han registrado tres episodios fríos, que permiten una adecuada correlación a pesar de la diferencia en los medios de sedimentación. El segundo es el más intenso y el último claramente menos importante que los anteriores debido a su carácter discontinuo, que deja un cono aluvial de materiales groseros en la parte inferior de la nava en vez de depósitos de grèzes litéas. De especial significado para la correlación con los procesos de meteorización son la presencia de corestones, el sustrato alterado en la base de la sección C-2 y la cicatriz erosiva entre las unidades 2 y 3. En la sección C-1 el sustrato no está visiblemente alterado, aunque se compone por un granito episienitizado, que en la zona presentan relieves positivos respecto del relieve circundante. Todos estos elementos indican la existencia de procesos de meteorización del sustrato y erosión del grus generado de forma previa y simultánea a la sedimentación de la nava.

La nava constituye una pequeña fosa a lo largo de las laderas meridionales de la cumbre del Canto Hastial. Las laderas presentan abundantes lanchares, pero también bolos y pequeños tors que con frecuencia han preservado flared slopes. Debido a la proximidad de la estación de medida de pilancones del CH, se ha podido realizar un análisis de flared slopes que enlaza ambos afloramientos. Además, las flared slopes en las inmediaciones de la nava y la evolución paleoambiental propuesta por los depósitos de la nava permiten sugerir una relación entre la evolución de la nava y alguno de los episodios de meteorización química que se reconocen gracias a las flared slopes. En el entorno de la nava se reconocen dos episodios de flared slopes, que tienen una correlación directa con los dos primeros episodios registrados en la estación de CH. Entorno a la nava, el nivel más alto se eleva 3,2 m sobre el nivel de base, mientras que el último episodio de alteración tiene un espesor de 1,1 m. Las relaciones topográficas entre la nava y los niveles de estabilización identificados permiten suponer que el inicio del registro de la nava pudo comenzar con anterioridad al episodio de grabado del frente de alteración más reciente. Los corestones registrados en la base del depósito corresponden a bolos residuales tras el lavado de alguno de estos niveles. La cicatriz erosiva registrada en la nava indica un episodio de erosión generalizada que podría corresponder con el comienzo de los procesos de desmantelamiento del último episodio de alteración. Por su parte, la alteración de hasta 30 cm de sustrato bajo la sección de C-2 podría representar el equivalente de un periodo de alteración con un desarrollo moderado de saprofito. El modesto espesor de la alteración podría tener relación con las diferentes condiciones entre las laderas donde se reconocen las flared slopes y el sustrato bajo la nava, donde no se registran ciclos de humedad/sequedad tan frecuentemente. Los indicios de la relación de formas erosivas y el registro sedimentario no permiten descartar que el último episodio de alteración se produjese tras el inicio de la deposición en la nava, si bien también es posible que su comienzo tuviese lugar tras el lavado total o parcial del dicho periodo de alteración.

No se ha podido establecer una cronología relativa del depósito en relación a cauces fluviales, aunque la identificación de tres episodios de carácter frío puede ser de utilidad para su correlación con depósitos de montaña. Las condiciones periglaciares que permitieron el registro de grèzes litéas en la Sierra de Hoyo de Manzanares están muy alejadas de las condiciones presentes. Brosche (1978) describe procesos de solifluxión continua o retardada por encima de los 2000 msnm. Condiciones similares a las requeridas para la formación de estos depósitos a la altura en la que se encuentra la nava del Canto Hastial, se han descrito en la Sierra de Guadarrama durante el LGM (Fränze, 1978a). Debido a que los depósitos periglaciares mejor estudiados en la región se sitúan en la

alta montaña y su cronología es post-máximo glaciario (Pedraza, 1994b), la correlación en dichos ámbitos ha de realizarse con depósitos glaciares. El registro de episodios fríos más completo de la Sierra de Guadarrama queda registrado en las morrenas del Glaciar de Peñalara. Allí se reconocen tres frentes de morrena principales, que han sido relacionados con la última glaciación (Obermaier y Carandell, 1917; Centeno et al., 1983; Acaso et al., 1998). Aunque no existen dataciones absolutas fiables para las morrenas, el inicio de la secuencia se relaciona con la de otros glaciares peninsulares, en los que la máxima extensión tuvo lugar se sitúa entorno a 30-60 kyr BP (p.ej., Bordonau, 1992). De los tres episodios de avance o estabilización reconocidos en el Glaciar de Peñalara, el segundo es el más desarrollado, y el último representa un estadio claramente regresivo del glaciario. La similitud de las características con el registro sedimentario de la nava del Canto Hastial sugiere una edad coetánea. Por lo tanto, si se asumiera que la alteración generada por el último episodio de flared slopes comenzó tras el inicio de la sedimentación en la nava, la edad de la alteración estaría limitada a unas decenas de miles de años. En caso de que todas las alteraciones fuesen previas al depósito, se estima que el último periodo de alteración estabilizada debió tener lugar con anterioridad a unos 30 kyr BP.

Debido a que el depósito de la nava contenía frecuentes carbones incorporados entre los depósitos, se ha procedido a la datación absoluta de dos muestras mediante ^{14}C (Tabla 6.1). Ambas muestras pertenecen a fragmentos carbonosos rodados y que estaban incorporados al depósito como una partícula detrítica más, por lo que no parecen corresponder a raíces u otros fragmentos posteriores a la deposición. Los resultados aportan una secuencia con sentido estratigráfico, donde la muestra más profunda es más antigua. Sin embargo, los datos obtenidos dan una secuencia muy joven que no esta acorde con las evidencias sedimentológicas, geomorfológicas, ni las correlaciones con episodios fríos de la región. El estado encharcado durante buena parte del año de la nava, y la abundante presencia de algas con capacidad de impregnar los restos carbonosos, podrían estar tras un rejuvenecimiento de las concentraciones isotópicas del carbono. En consecuencia las dataciones han sido desechadas.

Tabla 6.1. Dataciones absolutas de ^{14}C en muestras procedentes de la nava del Canto Hastial realizadas mediante AMS. Su ubicación en la sección C-2 localizada en la figura 6.3.

Nº de muestra	Nº de laboratorio	Altura desde la base (cm)	Edad no calibrada (años BP)	Edad calibrada* (años AD)
Hoy-C2-1b	GdA-333	50	900 ± 35	1126 ± 88
Hoyo-C2-5	GdA-334	100	665 ± 30	1334 ± 58

*Calibración mediante OxCal v.4.0 usando Calib04 y errores calibrados de 2σ . Análisis realizados en el Gliwice Radiocarbon Laboratory.

6.2.2. Episodios de incisión y exhumación en el Barranco del Piojo

Inmediatamente al norte de la localidad de Torreldones se encuentra el Monte de Los Ángeles, una zona escarpada que comunica dos niveles de pedimento, y en la que afloran numerosos afloramientos rocosos. La rampa es disectada por el Barranco del Piojo, un cauce que forma en su cabecera un estrecho valle. El arroyo es afluente del Río Guadarrama que se sitúa tan sólo 6 km aguas abajo. A la altura a la que se unen ambos cauces, el Río Guadarrama tiene tres niveles de terraza, a +20-25 m del cauce actual, a +5-6 m, y +2m, correspondiendo ésta última a los depósitos del nivel de aguas altas (Domínguez Villar, 2002). El Monte de Los Ángeles comprende un terreno básicamente

erosivo, que sólo preserva sedimentos en pequeños frentes coluvionares o abanicos aluviales en las principales depresiones, y que no sirven para realizar una cronología relativa con las flared slopes. Los roquedos que afloran en la zona están constituidos por formas como lanchares, domos, tors, bloques y bolos. Las flared slopes son relativamente abundantes, y definen dos episodios de alteración y lavado del sustrato. La potencia de las alteraciones fue superior en aquellos bloques situados en el interior del valle respecto de aquellos localizados en laderas fuera del valle o en los interfluvios, aunque su correlación no ofrece duda alguna. De este modo el episodio de alteración más antiguo tuvo en general mantos de alteración que alcanzaron potencias entre 1 y 2 m, mientras que las flared slopes dentro del valle sugieren espesores entre 4 y 6 m. Por su parte, el episodio de alteración más reciente tuvo potencias que oscilan entre 0,8 y 1,5 m, mientras que en el interior del valle los espesores de las alteraciones llegaron a alcanzar los 2 m.

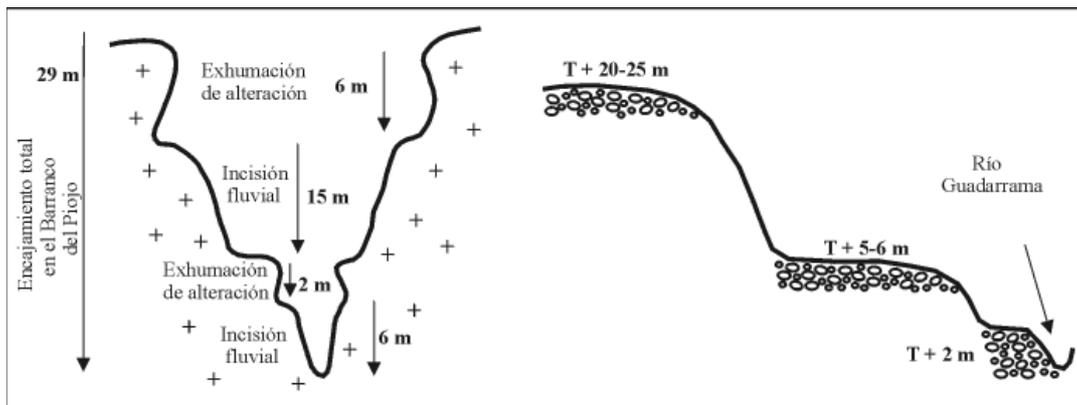


Figura 6.5. Sección idealizada del Barranco del Piojo mostrando la relación de flared slopes e inciación fluvial. También se muestra una sección esquematizada de los niveles de terraza del río Guadarrama en la confluencia con el Barranco del Piojo. Las laderas del valle preservan dos episodios de alteración y lavado del frente de alteración, y dos periodos de inciación fluvial. La secuencia de inciación y estabilidad en el valle es similar a la registrada en el Río Guadarrama sugiriendo una correlación entre la sedimentación de las terrazas del río y los periodos de estabilidad en los procesos de meteorización del sustrato granítico en el Barranco del Piojo.

Aunque lo más habitual cuando se encuentran varios episodios de flared slopes, es que éstos se encuentren parcialmente superpuestos en un mismo bloque, esto no es así en el interior del Barranco del Piojo. Ambas flared se encuentran a distintas alturas, separadas por sustrato rocoso sin indicios morfológicos asociados a un frente de alteración. Dada la proximidad del curso fluvial al Río Guadarrama, la inciación de este río debió causar la consecuente erosión lineal en el barranco para ajustar su nivel de base. En consecuencia, los episodios de estabilización del periodo de meteorización y el posterior lavado de los perfiles e inciación del cauce, podrían asimilarse a los episodios de sedimentación de terrazas y su posterior disección y abandono dejando el depósito colgado durante la inciación. La figura 6.5 esquematiza el desnivel atribuible a los procesos de alteración e inciación en el Barranco del Piojo y la secuencia de terrazas del Río Guadarrama en el punto de confluencia de ambos cauces. Como puede comprobarse, tanto el número de episodios de estabilización como el desnivel de los episodios son muy similares a los descritos para los niveles de terraza reconocidos en el Río Guadarrama. Por lo tanto, se ha considerado que los episodios de alteración son coetáneos a la deposición de dichas terrazas. No se conocen trabajos que aporten dataciones absolutas a estas terrazas, aunque la secuencia evolutiva de las terrazas a lo largo de todo el río sugiere una edad de Pleistoceno superior para la terraza colgada más reciente y tránsito Pleistoceno superior-medio para la terraza más antigua (Pérez González, 1994).

Una piedra caballera localizada en la cabecera del barranco (40°35,3'N; 3°55,9'W) ha preservado una potente costra que preserva la morfología original del frente de alteración. El bolo que presenta algunas de sus paredes zapadas, representa el nivel de alteración más antiguo de los dos que se registran en la zona. La costra llega a tener unos 5 cm de espesor y se dispone en una pared vertical del bloque que esta orientada al valle (Fig. 6.6). La costra registra una morfología curva y cóncava que reviste el zapamiento del bolo formado por la flared slope. La piedra caballera esta afectada por importantes procesos de tafonización que han destrozado buena parte de la costra, mientras ésta se ha preservado en aquellas zonas en las que los tafonis todavía no se han desarrollado. El exterior de la costra presenta un aspecto anaranjado y muy resistente. La alta competencia de la costra va disminuyendo hacia el interior del boque, con una fuerte alteración tras los primeros 5 cm. De este modo, la costra que es muy resistente a la erosión, esta parcialmente separada del bolo debido a la zona de debilidad que se sitúa inmediatamente bajo la costra. El aspecto de un corte fresco de la costra es muy similar a la de un granito inalterado, aunque el tamaño de grano parece ser algo mayor y el porcentaje de plagioclasas es considerablemente inferior. Se han realizado varias láminas delgadas para estudiar la evolución vertical y variabilidad lateral de la costra e intentar identificar el origen de la costra.

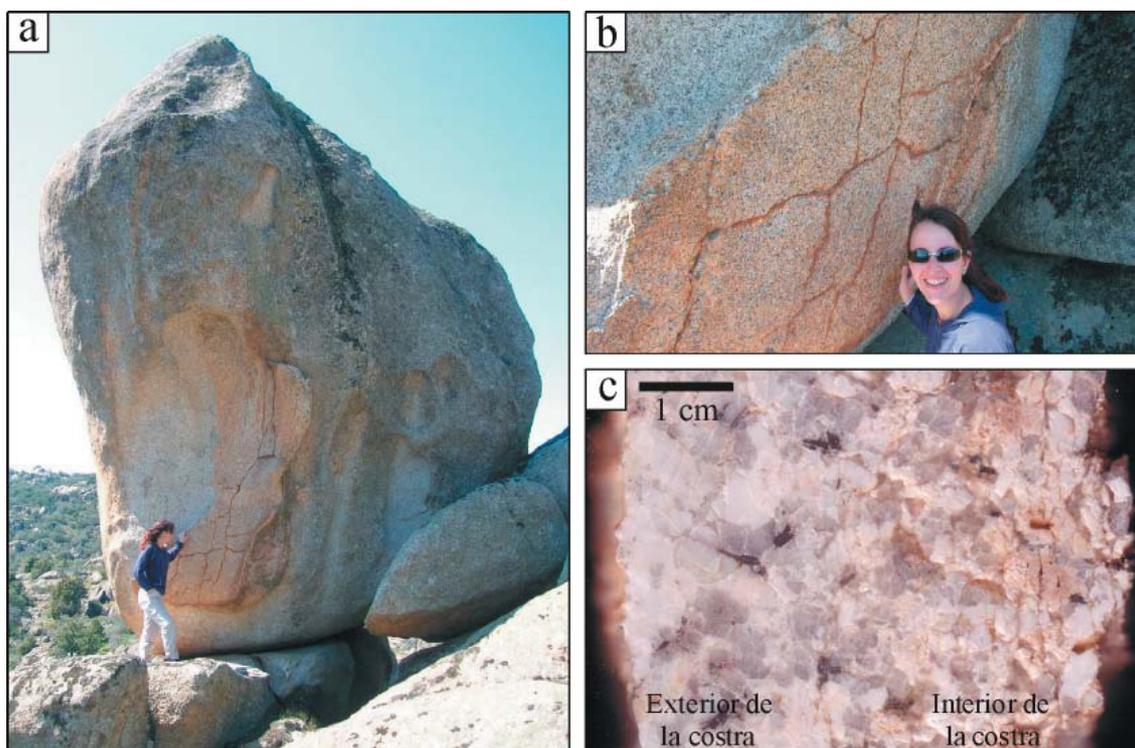


Figura 6.6. Costra recubriendo la flared slope de una piedra caballera en el Barranco del Piojo. a) La piedra caballera en la que se desarrolla la costra representa el nivel de exhumación más antiguo de los dos registrados en la zona. b) Aspecto general de la costra. Debido a su relación morfológica con el bloque, su formación parece tener lugar durante los procesos finales del grabado de la superficie o durante su exhumación. c) Sección transversal de la costra.

Tras una observación bajo microscopio óptico se observa que el mineral fundamental de la costra es el feldespato potásico, seguido del cuarzo, con menores porcentajes de plagioclasas, biotitas y sólo en algunas grietas se observan concentraciones de óxidos u otros minerales isótropos. Los feldespatos potásicos no presentan apenas alteración, mientras que las plagioclasas, mayoritariamente albitas, están profundamente

alteradas (Fig. 6.7). Por su parte, los granos de cuarzo presentan grados de alteración variable. Aunque en ocasiones aisladas se han reconocido coronas de reacción, en general no se observan recrecimientos en los cristales de feldespato. Sin embargo, algunos feldespatos engloban pequeños granos de cuarzo, biotita u otros feldespatos, y llegan a ocupar posiciones intersticiales, por lo que no se descarta que en algunos casos ciertos feldespatos tengan un origen detrítico. El interior de los grandes cristales de feldespato suele presentar una densidad variable de texturas micropertíticas en venas, pero también en damero. Las diferencias en la densidad de micropertitas confieren a estos cristales un aspecto jaspeado y sucio, aunque en realidad su grado de alteración es muy bajo. La composición geoquímica de los feldespatos y plagioclasas es similar al de otros feldespatos del plutón de la Sierra de Hoyo de Manzanares (Brandebourger, 1984), lo que unido a las texturas pertíticas permiten interpretar su origen como ígneo, a pesar de las evidencias de contacto de granos y de relaciones morfológicas. Por lo tanto, los indicios sugieren que los feldespatos potásicos poco alterados no son los responsables de la generación de la costra, sino su resultado. Es decir, que el sellado de la porosidad ha impedido la alteración generalizada de dichos cristales. No se ha podido determinar con certeza los minerales responsables de la generación de la costra. A pesar de la existencia de óxidos, su abundancia es escasa y claramente no son los responsables de endurecimiento superficial de la roca. Los análisis de microsonda sugieren la existencia de otros minerales, aunque debido a la baja calidad del pulido en sus superficies, su composición exacta no ha podido ser determinada. Entre estos minerales pudieran aparecer pequeñas proporciones de ópalo, gibsita y filosilicatos neoformados. Probablemente ninguno de ellos sea el responsable de la formación de la costra por sí mismo, ya que rellenan parcialmente fisuras y no producen un sellado efectivo de la porosidad. Algunas de las albitas analizadas (y en algunos casos feldespatos potásicos sin pertitas) engloban restos alterados de roca, y un posible origen diagenético y no ígneo podría ser el responsable de haber sellado parte de la porosidad existente. Sin embargo, la mayoría de estas albitas no tiene una composición pura ($Ab > 99\%$), lo que indica que sólo en algunos casos podría haberse producido dicha cristalización en ambientes superficiales. Por lo tanto, ninguna de las fases reconocidas parece ser con certeza la responsable única de la formación de la costra.

A pesar de la incertidumbre en el origen de la costra, se ha procedido al análisis radiométrico de la muestra para intentar datar los minerales neoformados causantes de su endurecimiento. Se han realizado dos dataciones absolutas mediante el método del ^{230}Th , para intentar conocer la edad de la costra. Los resultados que se presentan en la tabla 6.2 son equívocos y no han podido ser interpretados de forma conclusiva hasta la fecha. Los dos análisis fueron realizados sobre muestras similares formadas por los feldespatos que forman la matriz fundamental de la costra. Las muestras fueron cuidadosamente seleccionadas e incluyeron secciones cristalinas sin alteración aparente ni inclusiones cristalinas, hasta completar un peso entorno a los 50 mg en ambos casos. Sin embargo, se asume que las muestras incorporan de forma minoritaria otras fases minerales. Los resultados indican que el contenido en ^{232}Th es muy importante, lo cual es lógico atendiendo a que el feldespato potásico tiene un origen ígneo. Los valores de $\delta^{234}\text{U}$ pueden considerarse cero teniendo en cuenta los errores de las mediciones. Por su parte, los ratios de actividad atómica entre ^{230}Th y ^{238}U muestran valores que se alejan considerablemente de la unidad, lo que indica que la muestra sigue en desequilibrio isotópico.

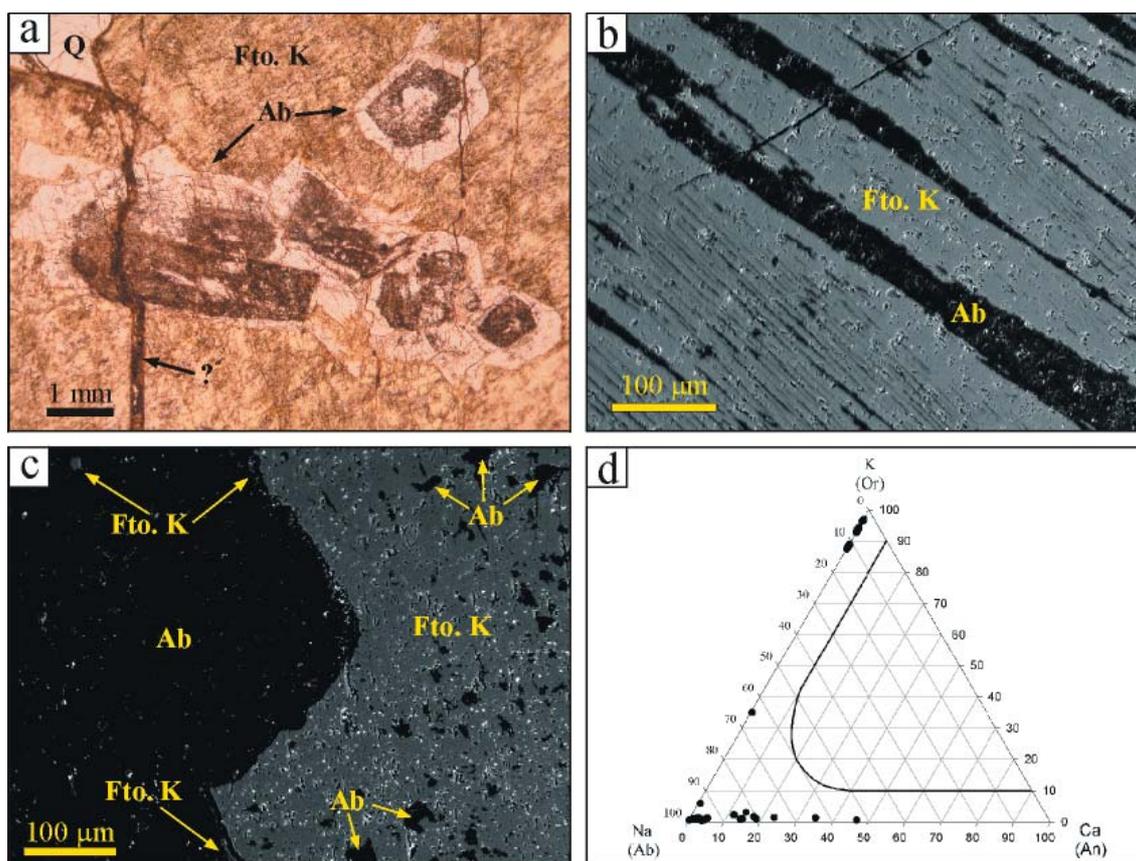


Figura 6.7. Relaciones mineralógicas en la costra del Barranco del Piojo. a) Imágenes de microscopio óptico (nícoles paralelos): feldspato micropertítico relativamente inalterado en comparación con los cuarzos que presenta distintos grados de alteración y las albitas que con frecuencia presentan el núcleo completamente alterado. b-c) Imágenes de electrones retrodispersados: b) Microperthitas en venas (feldspato potásico gris claro y albita gris oscuro). c) Albita englobando diversos cristales de menor tamaño de feldspato potásico. La ausencia generalizada de antipertitas sugiere que casos como este pudieran responder a albitas detríticas. d) Composición de los feldspatos en base a análisis de microsonda.

Tabla 6.2. Determinaciones isotópicas para la datación absoluta mediante ^{230}Th de silicatos de la costra del Barranco del Piojo. Análisis realizados en el Isotope Laboratory de la Universidad de Minnesota.

Muestra	^{238}U (ppb)	^{232}Th (pg/g)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (act. ratio)	$\delta^{234}\text{U}$ (medido)	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (act. ratio)	Edad
A0	$303,4 \pm 1,2$	$487603,2 \pm 10884,7$	$2,699 \pm 0,205$	$8,0 \pm 11,2$	$1,419 \pm 0,103$	¿?
A1	$552,8 \pm 1,4$	$638687,1 \pm 10069,5$	$3,078 \pm 0,146$	$2,7 \pm 3,4$	$1,163 \pm 0,052$	¿?

La edad de cristalización de los silicatos de una roca ígnea como la que nos ocupa supera en mucho el rango de datación por la técnica del ^{230}Th , que puede oscilar entre 300 y 800 kyr (Richards y Dorale, 2003). En rocas cuya edad supera ese rango las muestras se encuentran en equilibrio secular, y los valores de $\delta^{234}\text{U}$ deberían ser cero mientras que su ratio $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ estaría muy próximo a la unidad (Edwards et al., 1988). Los resultados obtenidos indican ratios de uranio entorno a cero, pero ratios de $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ considerablemente por encima de 1. La cantidad de ^{230}Th medido es muy baja pero significativa, y con certeza no pertenece a la cola de las mediciones del ^{232}Th , a pesar de que éste alcanza valores muy elevados. Esto sugiere que el sistema no ha estado cerrado desde la precipitación de los feldspatos, y que los ratios de torio y uranio han sido modificados parcialmente en los últimos ~500 kyr. Esto implica una recrystalización o formación de nuevas fases minerales en los últimos miles de años. Desgraciadamente

en sistemas abiertos en los que se desconoce el fraccionamiento no es posible realizar estimaciones precisas de la edad. Por lo tanto, sólo se puede concluir que al menos alguna de las fases minerales es suficientemente significativa como para alterar el equilibrio secular. En consecuencia las determinaciones isotópicas, a pesar de no aportar una edad de la costra, indican que la formación de alguno de sus componentes podría haber precipitado en un rango temporal compatible al propuesto por la correlación con las terrazas del Río Guadarrama.

6.2.3. Correlación entre estaciones

La correlación de niveles exhumados realizada se basa en tres supuestos. Los niveles de corrosión diferenciados en cada estación responden a periodos de alteración y lavado generalizados, y los efectos locales han sido desechados. Los procesos que desencadenan el dominio de la meteorización y del lavado de los productos de alteración son consecuencia primordialmente de variaciones en el clima, y tienen lugar contemporáneamente en áreas afines. Los perfiles de corrosión estudiados son significativos e indican un registro de los procesos de meteorización desde la actualidad. Según estos criterios los niveles de exhumación pueden ser correlacionados directamente entre distintas estaciones partiendo desde el nivel más reciente.

Se han realizado análisis de flared slopes en seis de las ocho estaciones peninsulares. Tan sólo en las estaciones de Lagoa Redonda, dentro de los límites afectados por el glaciario, y de El Yelmo, que se sitúa en un tor aislado a decenas de metros de altura, no se realizó este análisis. En el caso de Lagoa Redonda no se observaron indicios de flared slopes en la zona glaciada, y es de suponer que los procesos de corrosión que generaron las flared slopes en Serra da Estrela son anteriores al momento en que el glaciar cubría la estación de LR. En la estación de El Yelmo los procesos de meteorización son claros en la zona, pero el escarpado relieve del tor y su importante desnivel no permiten realizar una correlación de niveles de exhumación de bloques circundantes. Todas las estaciones en las que se ha realizado el análisis de flared slopes tienen un aspecto similar, indicios de haber tenido perfiles de alteración entre 0,5 y 3 metros de espesor. Su relación con los episodios de meteorización y lavado reconocidos en las inmediaciones de la nava del Canto Hastial y en el Barranco del Piojo es directa, pese a que en el interior del barranco la profundidad de las alteraciones fuese algo superior. En la mayoría de las estaciones se han podido reconocer ocasionalmente flared slopes compuestas, en las que en un perfil grabado se reconocen varios episodios de estabilización. Estos episodios aislados han sido considerados consecuencia de efectos locales por su falta de continuidad lateral y/o representatividad, por lo tanto han sido descartados para establecer la evolución general. Su identificación es muy clara respecto a los episodios generalizados debido su aspecto restringido y poco evolucionado, por lo que no existe confusión posible.

En el caso particular de la estación de PS en el macizo de La Pedriza, se ha podido establecer una relación entre el encajamiento del Río Manzanares y el desarrollo de flared slopes. En las inmediaciones de Peña Sacra se han reconocido varios niveles de vertientes glaciares, por lo general en mal estado de preservación. El nivel colgado más reciente se desarrolla a unos 25 metros del cauce. El segundo, en el que se encuentra la estación de PS, se encuentra colgado a unos 40-45 m. Por encima se han reconocido niveles a partir de los 90 m, que pudieran coincidir con vertientes glaciares, aunque no puede asegurarse ya que su estado de conservación es muy deficiente. El número de flared slopes desarrollado

en los distintos niveles es distinto. Asociado a la superficie de cota relativa entorno a los 25 m se han encontrado perfiles con una única flared slope. En la vertiente glacis correspondiente a los 40-45 metros se han reconocido perfiles con dos flared slopes, mientras que asociados a niveles superiores se han llegado a reconocer hasta tres flared slopes. A pesar de la interesante sucesión morfológica, no existe criterio cronológico que pueda ser empleado para evaluar la edad de los periodos de meteorización y lavado de los perfiles de alteración.

Los pilancones medidos a lo largo de este trabajo fueron concienzudamente situados en los distintos niveles de cada estación. Los niveles han sido siglados desde el más reciente, N0, en adelante, N1, N2, etc. En todos los casos presentados, los niveles N0 y N1 son superficies de exhumación y se ha supuesto una correlación entre ellas. Los niveles superiores responden tanto a superficies de corrosión como a superficies erosivas. Estos niveles superiores no tienen por que tener una correlación entre ellos, ya que no todas las superficies son de exhumación. La edad de dichas superficies es desconocida aunque con certeza es anterior a la de las superficies expuestas con posterioridad. La figura 6.8 sintetiza de forma esquematizada los niveles reconocidos en cada estación. Para valorar los grados evolutivos de los pilancones en los distintos niveles se ha elaborado la tabla 6.3 que muestra los valores máximos de profundidad, ratio de profundidad, área y volumen. Las dimensiones máximas muestran el grado de alteración que ha llegado a sufrir alguno de los pilancones medidos en ese nivel dentro de la muestra estudiada. Estos valores son sólo indicativos, ya que puede haber pilancones mayores que no hayan podido ser medidos o que no se hayan conservado. Del mismo modo, un pilancón aislado no ha de tomarse nunca como un valor absoluto ya que factores puntuales pueden causar un valor exagerado. Para evaluar si el valor máximo se aleja mucho del resto de los registros se ha incorporado el segundo valor más alto de cada parámetro incluido en la tabla 6.3. La distinta abundancia de pilancones medidos en cada nivel puede ser responsable de diferencias en la variabilidad, por lo que en la figura 6.8 se ha incluido el porcentaje de pilancones de la muestra pertenecientes a cada nivel.

Los resultados indican que la mayoría de los niveles tienen valores similares. En general, los niveles más antiguos presentan pilancones con mayores volúmenes o profundidades, pero estos no son especialmente significativos, ya que valores muy próximos son alcanzados en niveles recientes. Desafortunadamente sólo se han podido medir pilancones en el nivel N0 en las estaciones de CH y LD, ambas en el plutón de Hoyo de Manzanares. En este nivel las cavidades alcanzan profundidades máximas de 20 cm, volúmenes máximos superiores a los 200 litros y ratios de profundidad máximos entorno a 6. Estos valores de profundidad máxima son más elevados que los de las estaciones de BU y VA en cualquiera de sus niveles, menos del 5% del total de los pilancones medidos tiene valores superiores a los 200 litros de capacidad, y a excepción de CN ninguna estación tiene valores de δ significativos por encima de 6. Por lo tanto, parece que el grado de evolución de los pilancones no es considerablemente mayor en unos niveles respecto a otros.

Sin embargo, aunque estadísticamente poco significativas, si hay algunas diferencias que puedan considerarse. Si nos centramos en el ratio de profundidad, el valor máximo alcanzado en el nivel inferior está entorno a 6. Este valor coincide con una fuerte disminución en la abundancia de pilancones en los histogramas del ratio de profundidad. El valor a partir del cual se produce un mayor escalón en la abundancia de cavidades es

variable, pero oscila entre 4,5 y 6,5. Por otro lado, en la mayoría de las estaciones hay un ligero repunte en la abundancia de pilancones entre valores del ratio de profundidad que oscilan entre 6,5 y 9. Por lo general, este último grupo de pilancones no es estadísticamente representativo (a excepción de δ_g en CN), pero se diferencia por presentar agrupaciones de valores claramente distanciado del resto de ejemplares. Es significativo que dichos pilancones tan alejados del resto de la población sólo se localicen a partir del nivel N1, a pesar de que su representatividad sólo se ha podido comprobar en una de las estaciones de Serra da Estrela. La causa de este aumento en el ratio de profundidad se debe a la mayor profundidad alcanzada en general en los niveles N1 y superiores. Los pilancones de niveles superiores pueden llegar a doblar la profundidad de los del nivel más bajo, pero a grandes rasgos, son prácticamente los mismos a excepción de unos pocos casos. Por otro lado, los valores mínimos son similares en todos los niveles, ya que un pilancón puede empezar a formarse en cualquiera de las superficies que ya están expuestas.

Tabla 6.3. Valores máximos de distintos parámetros medidos y estimados para los distintos niveles de las seis estaciones en las que se realizó análisis de flared slopes. Los parámetros incluidos son profundidad máxima (h), profundidad mínima (u), ratio de profundidad (h/u), área (A) y volumen (V), presentándose sus unidades en cm, dm² y litros. Entre paréntesis se indica el segundo valor más elevado para cada nivel. Ver figura 6.8 para identificación de la posición relativa de los distintos niveles y porcentaje de ejemplares en cada nivel.

Niveles	h	u	h/u	A	V	h	u	h/u	A	V
	Curral da Nave (CN)					Peña Sacra (PS)				
N1	55,0 (40,0)	12,0 (12,0)	7,14 (5,15)	164,9 (43,4)	604,5 (153,1)	28,0 (17,5)	10,5 (8,2)	4,50 (4,50)	47,1 (33,0)	92,3 (82,4)
N2	60,0 (60,0)	13,0 (12,0)	9,23 (7,50)	108,1 (107,9)	648,8 (421,0)	60,0 (55,0)	27,0 (16,5)	17,37 (13,04)	376,8 (293,6)	1381,6 (704,6)
	Bustarviejo (BU)					Valdemanco (VA)				
N1	20,0 (19,0)	12,0 (11,0)	7,5 (3,35)	17,7 (13,0)	353,3 (167,2)	8,7 (7,2)	3,6 (3,6)	4,62 (4,50)	63,4 (50,2)	21,1 (19,4)
N2	13,0 (12,0)	7,7 (4,4)	3,46 (3,33)	234,0 (155,4)	187,2 (178,7)	27,0 (18,7)	11,0 (8,5)	3,64 (3,18)	240,0 (31,4)	648,0 (42,9)
N3	-	-	-	-	-	19,3 (16,8)	9,2 (8,3)	5,32 (4,42)	83,4 (56,0)	78,4 (61,2)
	Los Decorados (LD)					Canto Hastial (CH)				
N0	20,0 (20,0)	8,6 (7,6)	6,19 (5,94)	100,5 (91,9)	201,0 (174,5)	16,0 (16,0)	9,0 (3,5)	4,78 (4,57)	155,4 (30,0)	165,8 (24,0)
N1	26,0 (23,0)	6,4 (5,6)	8,00 (6,50)	216,0 (195,5)	449,7 (261,2)	23,0 (22,0)	9,5 (8,5)	6,39 (6,00)	138,2 (112,0)	317,8 (112,3)
N2	11,0 (9,0)	4,0 (3,6)	3,08 (3,00)	216,7 (169,6)	101,7 (86,7)	13,0 (11,0)	5,0 (3,0)	8,67 (4,67)	32,0 (28,3)	31,1 (22,4)
N3	-	-	-	-	-	41,0 (40,0)	15,0 (8,0)	12,22 (10,40)	285,7 (149,2)	1000,0 (387,8)
N4	-	-	-	-	-	33,0 (29,0)	10,0 (7,5)	8,67 (6,00)	44,00 (270,8)	968,0 (123,0)

Los pilancones son una forma erosiva que al crecer erosionan el sustrato en el que se forman. Un excesivo crecimiento, o la interferencia con otros procesos de meteorización del sustrato, limitan la edad máxima que un pilancón activo puede llegar a tener. Por lo tanto, la edad máxima de los ejemplares de una población de pilancones esta regulada por los propios procesos erosivos que favorecen su desarrollo. Los resultados derivados del estudio de pilancones en diferentes niveles de exhumación sugieren la limitación evolutiva para estas formas en las zonas estudiadas. La mayoría de los pilancones parecen ser posteriores a la exhumación de N0, y sólo en algunos casos se reconocen ejemplares que se desarrollaron con anterioridad. En cualquier caso, no se observan variaciones significativas entre aquellos pilancones desarrollados en el nivel N1 respecto a niveles más antiguos.

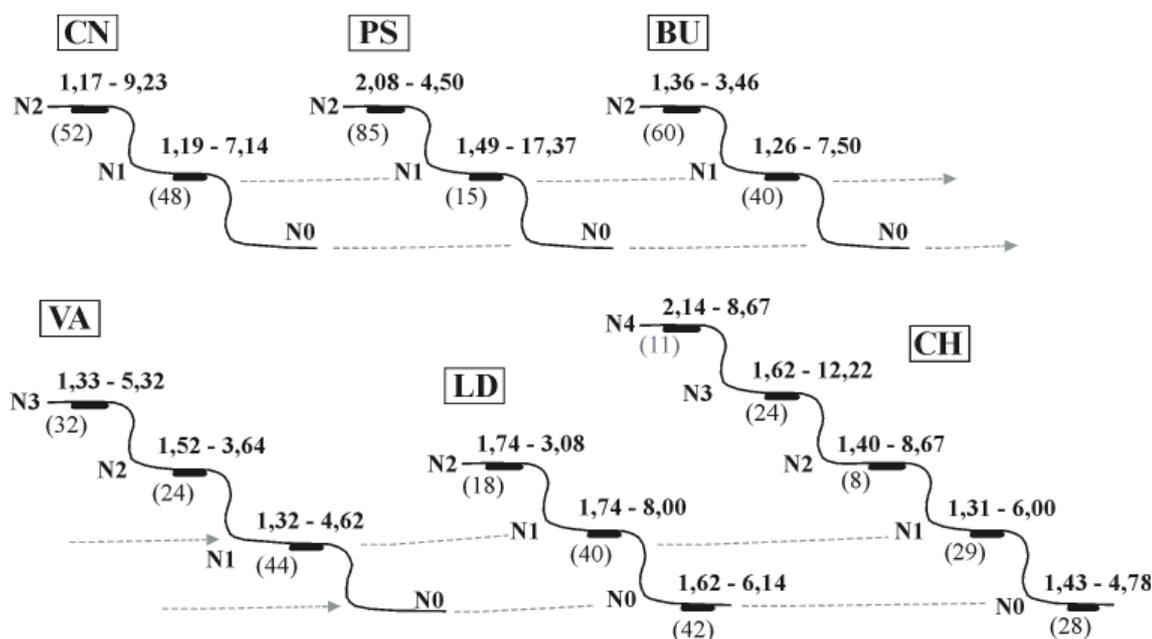


Figura 6.8. Esquema de los niveles de exhumación en las distintas estaciones de medida de pilancones peninsulares en las que se ha realizado análisis de flared slopes. La gruesa línea negra bajo cada nivel de exhumación simboliza la medición de pilancones en dicho nivel. Los números sin paréntesis muestran el rango de los ratios de profundidad para cada nivel. Los números entre paréntesis indican el porcentaje de pilancones de la estación que han sido medidos en dicho nivel, lo que puede usarse como un indicador de la representatividad de los ratios máximos de profundidad.

La datación absoluta de los distintos niveles ha sido infructuosa, aunque se han obtenido una serie de correlaciones relativas que son de gran utilidad para realizar unas estimaciones aproximadas. El Barranco del Piojo en su correlación de episodios de incisión con el Río Guadarrama sugiere que la alteración y exhumación de los dos niveles inferiores se produjo dentro de los últimos 150 kyr. Además, los depósitos de la nava del Canto Hastial sugieren la posibilidad de que el periodo más frío registrado en ese depósito, que pudiera coincidir con el LGM, se produjera con posterioridad a la exhumación de del nivel N1. Esto podría indicar que los procesos generalizados de erosión o meteorización dominantes estarían relacionados con fuertes variaciones en el régimen pluviométrico asociados a los estadios glaciales e interglaciales, desde el interstadial MIS5 hasta la actualidad (Martinson et al., 1987). En todo caso, todos los datos sugieren que la edad de pilancones activos no supera en ningún caso los ~150 kyr, y que en la mayoría de ejemplares es inferior a unos pocas decenas de miles de años.

7. EVALUACIÓN DE FACTORES QUE CONTROLAN LA MORFOLOGÍA

El número de pilancones medidos incorporado en este trabajo se aproxima al millar, y las observaciones generales realizadas tienen en cuenta varios miles de ejemplares. Los pilancones proceden de contextos muy dispares, lo que procura una amplia diversidad de factores que pudieran determinar la morfología de dichas cavidades. Además, los datos y experiencias recabados se han enriquecido con las aportaciones de trabajos de morfometría, así como de la mera ilustración fotográfica de pilancones, procedentes de una profunda revisión bibliográfica a lo largo de diversas regiones del planeta. A pesar de ello, una descripción exhaustiva de los factores que influyen en la formación de estas cavidades puede incurrir en numerosos errores por omisión o sobrestimación, debido al todavía impreciso conocimiento del sistema.

De forma general se asume la influencia de una serie de factores, aunque su evaluación real es compleja. Algunos factores tienen una herencia geológica, como la litología (1), el tipo de roca y su grado de alteración, o el contexto estructural (2), responsable de la densidad y alterabilidad de diaclasas tanto tectónicas como de decompresión. Otros factores tienen relación con la disposición actual del terreno, como la microtopografía (3), que determina la pendiente a nivel local, así como las irregularidades del entorno del pilancón, o el contexto geomorfológico (4), que enmarca la evolución del pilancón en relación a procesos circundantes que pudieran afectarle, y establece una asociación con otras morfologías o lo sitúa su posición dentro de formas mayores. Estos factores son los responsables de su orientación respecto a los vientos dominantes, insolación, o la escorrentía dentro de su ámbito local, que pueden afectar la meteorización diferencial y la deposición o deflación dominante. Un factor frecuentemente aludido es el cronológico (5), que determinaría la dimensión o morfología de una cavidad en función del tiempo transcurrido desde su formación. Por último, otros factores determinan la intensidad de los procesos de alteración, como los factores climáticos (6), responsables directos de la temperatura y humedad, y los biológicos (7), que implican la abundancia y diversidad de especies, que son capaces de afectar las propiedades hidroquímicas de las depresiones. Los factores climáticos son los principales responsables de la intensidad de los procesos de meteorización que puedan sufrir las cavidades de una región. Determinan la continuidad de agua en el sistema, y son responsables de la temperatura que controla la efectividad de las reacciones químicas y la actividad biológica. Pero también, están detrás de las oscilaciones térmicas y de humedad que dan pie a los importantes procesos de alteración relacionados con los fuertes contrastes y los cambios de fase del agua.

Algunos factores son determinantes para la formación de la morfología, como el litológico, climático y microtopográfico. Es necesaria la existencia de un sustrato rocoso, la presencia de agua debe ser efectiva al menos de forma estacional, y las condiciones topográficas deben permitir la acumulación del agua disponible. Aunque algunos autores reconocen cavidades incipientes debajo del sustrato alterado (p. ej., Twidale, 1982), su consideración como pilancones plenamente desarrollados sólo puede producirse en ambiente subaéreo, por lo que su contexto geomorfológico es igualmente determinante. Una vez que se cumplen las condiciones mínimas necesarias para la formación de un pilancón, factores como el clima, la edad de la superficie sobre la que se desarrolla, o las condiciones topográficas locales parecen ser los factores más representativos según la mayoría de los autores consultados. En este trabajo no se ha pretendido una evaluación sistemática de los diversos factores, pero en función de la experiencia y datos obtenidos se pudo evaluar cualitativamente alguno de ellos. En la tabla 7.1 se han sintetizado los valores medios y porcentajes de algunos parámetros y observaciones significativas de las

cavidades en las distintas estaciones analizadas. Estos datos pueden servir de referencia para la valoración de ciertos factores.

Tabla 7.1. Valores medios y porcentajes de propiedades observadas que permiten valorar los principales rasgos morfológicos de las muestras de pilancones estudiados en todas las estaciones presentadas en este estudio. Parámetros incluidos: (h) profundidad máxima; (u) profundidad mínima; (RP) Ratio de profundidad, h/u; (L) longitud del diámetro máximo; (V) volumen; (Sillón) porcentaje de pilancones tipo sillón; (PV) porcentaje de pilancones con una proyección predominantemente vertical y no semiesférica.

Estación*	h (cm)	u (cm)	RP	L (cm)	V (L)	Sillón (%)	PV (%)
TP	3,9	3,0	1,35	13,9	0,6	0	69
BS	5,0	2,8	1,86	29,3	2,7	8	20
DJ	3,0	2,2	1,43	26,8	1,3	0	13
LR	5,8	2,9	3,01	41,4	9,7	14	33
CN	16,0	5,4	2,03	44,8	42,2	17	61
CH	13,2	3,7	3,90	78,8	89,8	10	50
LD	10,2	3,3	3,34	94,3	55,1	2	20
EY	14,0	4,5	3,16	46,4	132,1	23	48
PS	15,0	4,4	4,06	82,9	91,3	0	15
VA	6,6	3,0	2,32	50,4	17,4	7	25
BU	7,5	3,7	2,24	73,5	38,1	4	35
AH	16,2	5,6	4,05	77,3	96,3	12	66
JT	9,0	3,3	3,11	58,7	20,8	33	45

(*) TP: Torres del Paine; BS: Big Stone; DJ: Djupvasshytta; LR: Lagoa Redonda; CN: Cural da Nave; CH: Canto Hastial; LD: Los Decorados; EY: El Yelmo; PS: Peña Sacra; VA: Valdemanco; BU Bustarviejo; AH: Alabama Hills; JT: Joshua Tree.

La tabla 7.1 pretende establecer una visión promedio de las dimensiones y principales características de las estaciones estudiadas. Se han incluido aquellos parámetros que se consideran más significativos para la descripción de la forma. Este es el caso de las profundidades máximas, que son el criterio más frecuentemente utilizado en la medición de la alteración (p. ej., Hall y Phillips, 2006). También se ha incluido la profundidad mínima así como el ratio de profundidad, que han sido considerados muy vinculantes para la descripción de cada estación. Para caracterizar las dimensiones en la horizontal se ha utilizado el eje mayor en superficie de la cavidad. La buena correlación con la anchura, hace que las dimensiones de este otro parámetro no ofrezca una información adicional en la comparación entre estaciones. Además el ratio de longitud anchura ha sido de forma generalizada inferior a 1,5, y no se ha observado un mayor grado de esfericidad de la morfología en función del grado evolutivo, dimensiones o contexto geomorfológico. Los casos anómalamente alargados son debidos por lo general a condicionantes microtopográficos locales, o en casos aislados estaban determinados por la estructura o factores litológicos puntuales. El último parámetro métrico incorporado ha sido el volumen, como indicador del conjunto de las dimensiones alcanzadas por los procesos de meteorización en el pilancón. Se ha presentado también el porcentaje de pilancones tipo sillón, así como la proporción de cavidades con paredes verticalizadas que generan una proyección vertical de su perímetro, en contraposición a las que presentan una proyección semiesférica.

A lo largo de este trabajo se han propuesto tres experimentos concretos para evaluar en la medida de lo posible la influencia de tres factores en la morfología de pilancones. Las estaciones localizadas en la Sierra de Guadarrama se localizaron en distintos plutones dentro de un área geográfica muy próxima para valorar la posible influencia de las

diferentes litologías en alguno de los parámetros morfológicos. En cada plutón se han situado dos estaciones a distintas alturas, por lo que también se han usado para evaluar si las diferencias microclimáticas influyen en las dimensiones de las cavidades. Debido a que las estaciones de la Sierra de Guadarrama se sitúan muy próximas entre sí, se pretende observar si las poblaciones de pilancones desarrollan una evolución similar, y por lo tanto los registros son significativos regionalmente y replicables. Las estaciones localizadas en zonas con un buen control cronológico, tienen por objeto valorar si algún parámetro o índice morfométrico puede ser indicador de la cronología relativa de los pilancones. Por último, se han incorporado dos estaciones de zonas áridas, para evaluar si los pilancones en dichas áreas pueden asemejarse a los descritos en áreas más húmedas.

7.1. Influencia de la litología en la morfología de pilancones

En función de los resultados aportados por la tabla 7.1 se pueden destacar interesantes relaciones entre las poblaciones de la Sierra de Guadarrama. Los valores promedios entre cada par de estaciones pertenecientes a los tres macizos estudiados, Sierra de Hoyo de Manzanares, La Pedriza y Sierra de La Cabrera, son relativamente semejantes. En principio, la edad concreta del comienzo en la formación de los pilancones es desconocida y pudiera en todos los casos estar limitada por el propio proceso erosivo de los pilancones. En esta aparente condición de similitud evolutiva, se puede evaluar la influencia de la litología. Las profundidades máximas alcanzadas son en promedio diferentes en los tres plutones (Fig. 7.1). En el macizo de La Pedriza se alcanzan las profundidades más altas, y en ambas estaciones los valores están muy próximos entre sí. En el plutón de Hoyo de Manzanares el valor medio de la profundidad en LD llegan a ser entorno a un 30% más reducido que aquellos de La Pedriza. La estación de CH presenta un promedio algo más elevado aunque sigue siendo inferior al de los valores de PS y EY. En último lugar, en las estaciones de La Cabrera, los promedios de la profundidad máxima son muy inferiores a los registrados en las estaciones previas y semejantes entre sí. Por lo tanto, y asumiendo que los pilancones tuviesen una edad similar, queda constancia de que la profundidad máxima alcanzada depende de una forma determinante de la litología estudiada. En consecuencia, al estudiar poblaciones de pilancones, la profundidad máxima no debería evaluarse si se incluyen observaciones de cuerpos plutónicos diferentes. Dentro de una misma litología existe siempre una heterogeneidad, pero no se han realizado estudios concretos para valorar si las variaciones de la profundidad entre las estaciones de un mismo plutón se deben a ligeras variaciones en las propiedades pétreas, o por el contrario representa otra fuente de variabilidad.

La profundidad mínima muestra valores relativamente semejantes entre las estaciones de un mismo plutón y entre diferentes macizos. Los valores registrados más elevados tienen lugar en La Pedriza, aunque su relación está en consonancia con los mayores valores en su profundidad máxima. Por su parte, el ratio de profundidad presenta en todos los casos promedios que oscilan a grandes rasgos entre 2 y 4. Los menores ratios de profundidad son registrados en el macizo de La Cabrera, lo que sin duda es consecuencia de las bajas profundidades máximas. El ratio de profundidad ha sido utilizado para caracterizar las muestras estudiadas, y se ha procedido a la distinción de múltiples subpoblaciones en cada estación. Por lo tanto, un análisis del ratio de profundidad más preciso, que tenga en cuenta las diversas generaciones de pilancones, es más adecuado y se desarrollará en el apartado 7.2.

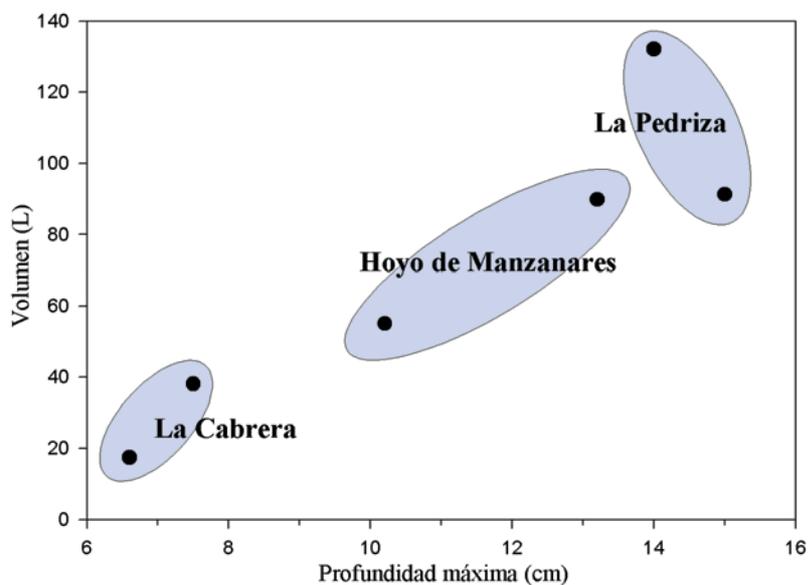


Figura 7.1. Valores medios de la profundidad máxima y volumen en función del plutón en el que se sitúan las seis estaciones de la Sierra de Guadarrama.

Por su parte, la longitud promedio del diámetro mayor es un parámetro que presenta una considerable variabilidad entre estaciones pertenecientes a un mismo plutón. Por lo tanto, las diferencias entre distintos macizos es compleja de evaluar. El volumen que es un parámetro que incluye la longitud y profundidad en su cálculo, y sí presenta notables variaciones en las dimensiones de las cavidades en función de la litología. Los pilancones de las estaciones muestreadas de La Pedriza son con diferencia más grandes que en los otros dos macizos, especialmente que los de La Cabrera, entre 2 y 8 veces más pequeños. En cuanto a la tipología de pilancones y su desarrollo de paredes verticalizadas, los datos no aportan ningún dato distinguible en relación a la litología como factor determinante.

7.2. Importancia del microclima en la morfología de pilancones

La temperatura y precipitación son parámetros dependientes de la altitud. En la Sierra de Guadarrama, la temperatura tiene un gradiente negativo de $0,73^{\circ}\text{C}$ cada 100 metros ($n=8$; $r^2=0,93$). El gradiente repercute en un sustancial detrimento de la temperatura entre las estaciones situadas en lo alto de las sierras respecto a las que se localizan en la rampa, con su consecuente influencia en los procesos hidroquímicos y biológicos. Pero el descenso de temperatura conlleva sobretodo un considerable aumento en la frecuencia de ciclos de hielo deshielo. En la zona estudiada los días de helada pueden variar entre 60 en la rampa y 120 en las laderas de La Pedriza (Casado et al., 1980). También influye en el número de días con permanencia de nieve en el suelo, aunque como todas las estaciones se sitúan por debajo de los 1600 msnm, la variación de unos pocos días al año no debe ser realmente significativa. Por su parte, la precipitación aumenta en general unos 77 mm cada 100 metros ($n=10$; $r^2=0,88$), lo que unido al descenso de temperatura con la altitud, permite que la duración de los periodos con permanencia de agua en las cavidades situadas en las sierras sea más prolongada que la de pilancones de la rampa. La mayor frecuencia de lluvias y la humedad ambiental debidas al efecto föen, determinan además que los ciclos de humectación sean más frecuentes. Las estaciones estudiadas en los distintos macizos,

incluyen diferencias de cota entre 100 y 600 metros. Además de las estaciones de la Sierra de Guadarrama, el macizo de Serra da Estrela cuenta con dos estaciones situadas a una diferencia de altitud de 350 metros y que pertenecen a la misma litología. Sin embargo, su interpretación ha de realizarse con cautela ya que la edad de comienzo de formación de los pilancones es muy diferente entre ambas estaciones y los valores absolutos pueden estar influenciados por un diferente grado evolutivo de los pilancones.

El promedio de la profundidad máxima es similar entre las estaciones de un mismo macizo, independientemente de la altitud de la estación. Las estaciones de Serra da Estrela son una excepción al respecto. La estación de LR cuya superficie quedó expuesta al final del Pleistoceno superior tras la retirada del glaciar, desarrolla pilancones menos profundos que CN, cuyas superficies fueron expuestas con anterioridad. Sin embargo, el número de subpoblaciones del ratio de profundidad registradas en ambas estaciones no es tan distinto como para justificar la notable diferencia en la profundidad máxima. Factores litológicos, como el de una roca con menor grado de meteorización debido a la erosión glaciar del sustrato más alterado, podrían estar detrás de esta diferencia. No obstante, no se puede descartar la influencia de la diferente duración de la cobertera nival a lo largo del año entre ambas estaciones. El promedio de las alturas mínimas de los pilancones no muestra un patrón general de variabilidad en función de la altitud del emplazamiento. Del mismo modo, los valores medios del ratio de profundidad no aportan ningún criterio distintivo en relación a la cota de las estaciones. En cambio, los valores medios de la longitud máxima de la cavidad tienen en todos los casos una tendencia común (Fig. 7.2). Aquellas estaciones situadas a menor cota desarrollan pilancones con ejes de mayores dimensiones. En el caso de las estaciones de Serra da Estrela el rango de variación es muy limitado (7,5%), aunque en las estaciones de la Sierra de Guadarrama es muy considerable y oscila entre el 15 y el 45%. No se observan variaciones en el volumen en relación a la posición topográfica de los emplazamientos, ni tampoco parecen afectar la tipología de pilancón, ni la pendiente de las paredes.

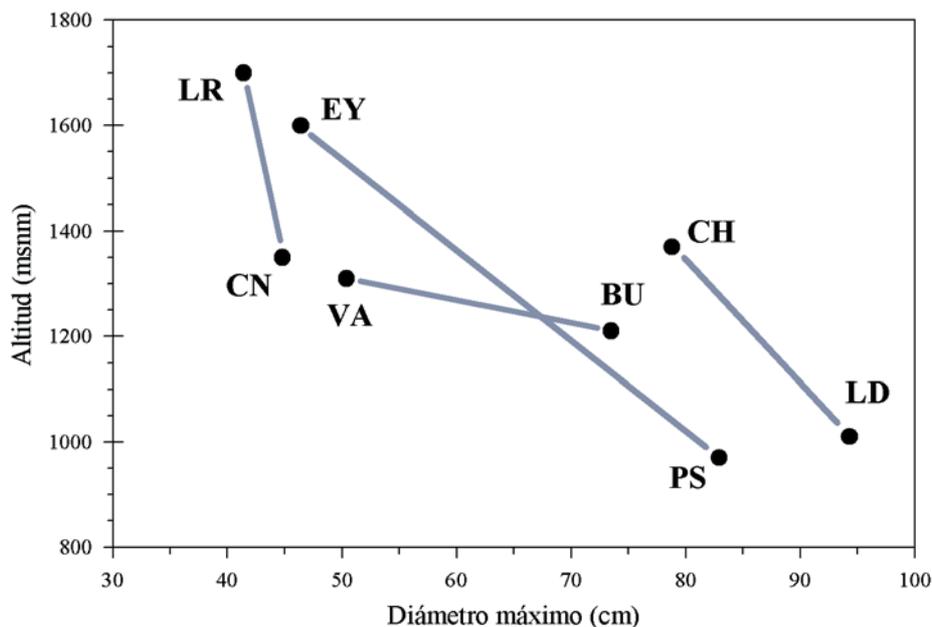


Figura 7.2. Relación entre altitud de la estación de medida y el promedio de longitud del diámetro máximo de la muestra de pilancones. La línea gris une los valores de las estaciones de un mismo macizo e indica su gradiente.

A pesar de que no se observan variaciones significativas en los valores promedio de los ratios de profundidad, no ocurre lo mismo cuando se tienen en cuenta las subpoblaciones individualmente. En la figura 7.3 se han representado los valores de delta con sus errores correspondientes para cada macizo estudiado, situando siempre la estación de mayor altitud en la parte superior. En la curva de distribución de las poblaciones siempre hay una subpoblación que acumula el máximo de ejemplares, y en esta ocasión se ha señalado con un doble círculo. En aquellas estaciones en las que hay varias subpoblaciones con valores semejantes entorno al máximo formando una meseta, se ha escogido la subpoblación intermedia para caracterizar el máximo. Éste ha sido el caso de las estaciones BU y LD, en el resto de las estaciones las subpoblación con más registros presenta un valor destacado respecto al resto de la muestra.

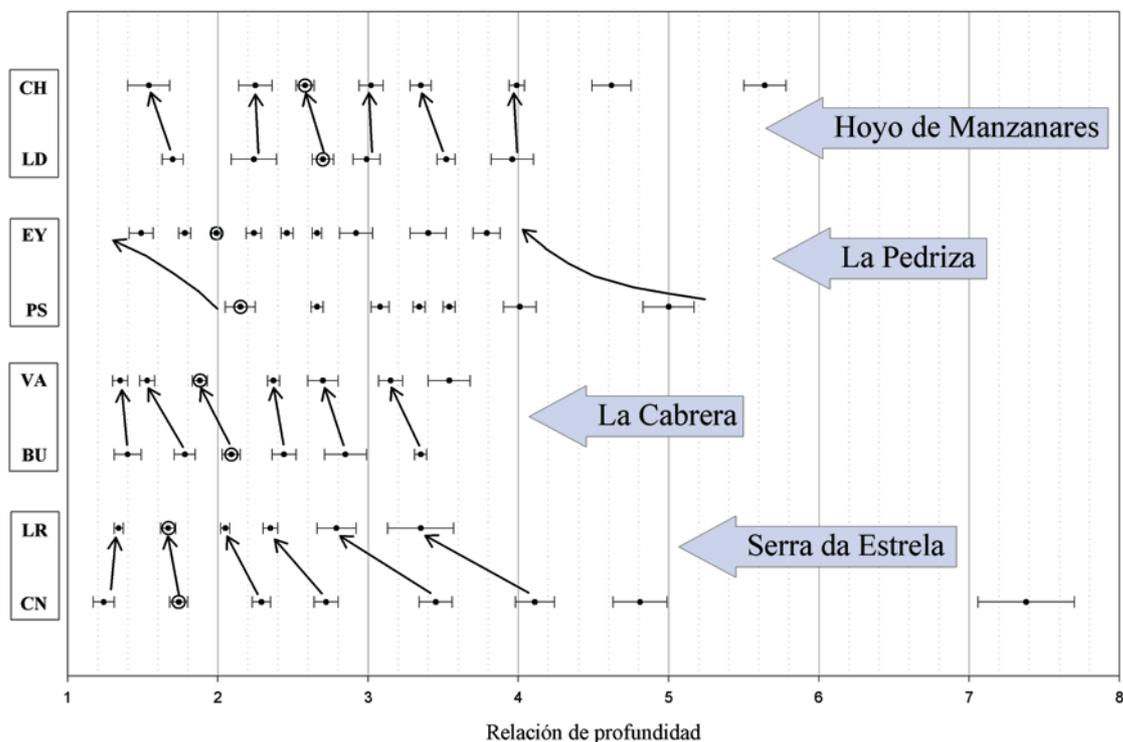


Figura 7.3. Influencia de la altitud en el ratio de profundidad. El gráfico incluye los valores de delta con su error para cada una de las estaciones peninsulares. La subpoblación que incorpora el mayor número de ejemplares ha sido indicada con un doble círculo. En aquellas estaciones en las que varias subpoblaciones tienen un número similar de ejemplares entorno al máximo se ha seleccionado como más abundante el valor de delta situado en mitad de dicho máximo. Las flechas entre distintas subpoblaciones representan la correlación propuesta para los valores de delta en cada macizo. Los valores de delta alcanzan valores más bajos en las estaciones situadas a mayor altitud. En el macizo de La Pedriza la correlación entre subpoblaciones no ha sido posible, no obstante las flecha indican que la tendencia general se mantiene. Ver texto para más detalles. Altitud de las estaciones: CH 1370 msnm, LD 1010 msnm, EY 1600 msnm, PS 970 msnm, VA 1310 msnm, BU 1210 msnm, LR 1700 msnm y CN 1350 msnm.

Claramente los valores de delta no coinciden con exactitud entre estaciones de un mismo plutón, ni tampoco entre los distintos macizos. Dado que se asume que las cavidades han tenido un crecimiento continuado desde su momento de formación y con el apoyo de la subpoblación de máxima frecuencia, se ha procedido a una correlación entre los pilancones para cada macizo. De este modo se observa que en todos los casos hay una tendencia similar en todas las estaciones. Las estaciones situadas a menor cota relativa desarrollan las mismas subpoblaciones pero los valores de delta registrados alcanzan mayores valores absolutos. Sólo en algunos casos los ratios mantienen valores similares,

siempre dentro de los márgenes de error propuestos. La correlación no mantiene una progresión uniforme pero el criterio es homogéneo. Tan sólo en un caso, la población δ_1 de las estaciones de Serra da Estrela, los errores tienen un solape muy estrecho. Sin embargo, esto es lógico con el estrecho error de las subpoblaciones, especialmente en LR, que limita un mayor solape de ambas subpoblaciones. Cabe destacar que los errores fueron arbitrariamente propuestos en un intervalo de confianza del 95%.

En las estaciones de Serra da Estrela la subpoblación más frecuente es δ_2 , mientras que en general en la Sierra de Guadarrama la subpoblación más abundante es δ_3 . Esto sugiere una evolución relativamente similar para los procesos de meteorización para cada una de las regiones. La correlación de las subpoblaciones con menores valores de delta es más sencilla por la proximidad de los valores absolutos y por los criterios de correlación que representan δ_1 y la subpoblación de máxima frecuencia (δ_{\max}). Al alejarse las subpoblaciones de δ_{\max} hacia valores más elevados la correlación pierde criterios de correlación, aunque en los casos analizados la tendencia parece clara y las correlaciones realizadas se consideran fiables. Sin embargo, las subpoblaciones de La Pedriza no han sido correlacionadas. La estación de EY presenta un δ_{\max} similar al del resto de las estaciones de la Sierra de Guadarrama, pero no ocurre lo mismo en PS, donde el valor de máxima frecuencia coincide con δ_1 . La causa para la falta de correlación en esta estación podría estar en la ubicación de una ermita del siglo XVI, que pudiera haber causado una antropización del entorno desde hace cientos de años. Esto podría haber modificado los patrones morfológicos de las cavidades más recientes. Hay que tener en cuenta que aunque no fueron suficientes para conformar una subpoblación, en PS fueron desechados tres pilancones con ratios de profundidad entorno a 1,6. No obstante, a pesar de no poderse realizar una correlación entre las subpoblaciones, parece confirmarse la tendencia general que indica que las estaciones con menor cota relativa desarrollan mayor valor absoluto de sus deltas.

Entre los distintos macizos los valores absolutos de los ratios de profundidad tampoco tienen una perfecta relación con la altitud, lo que sugiere dos posibilidades. Las variaciones microclimáticas no dependen en exclusiva de la altitud sino de otros factores más complejos (p. ej., vientos locales, variaciones espaciales de precipitación o temperatura, etc), o que en alguna medida la litología también afecta en parte a los valores absolutos alcanzados por los ratios de profundidad. En todo caso, ha quedado patente que los pilancones de una región determinada afectada por procesos de meteorización afines, registran una evolución de la morfología muy parecida; es decir los registros son significativos y replicables. En segundo lugar, queda demostrada la gran importancia que los factores climáticos tienen en la evolución de los pilancones, produciendo variaciones significativas en las morfologías.

7.3. Relación de la edad y la morfología de los pilancones

Probablemente uno de los experimentos más interesantes realizado en este trabajo es el encaminado a comprobar si algún criterio morfológico puede aportar indicios sobre la edad de los pilancones. Para ello se han estudiado varias estaciones localizadas en zonas con un buen control cronológico a lo largo del Holoceno y Pleistoceno superior. La estación con una edad de exposición más joven es TP, cuyos pilancones debieron empezar a formarse con posterioridad a 1,4 ka, tras la retirada generalizada del glaciar de cabecera del Valle del Francés. Las estaciones de DJ y BS tienen una cronología similar, y ambas

comenzaron su desarrollo tras la retirada de los mantos de hielo Finoescandinavo y de Laurentia respectivamente. En DJ se estima que la roca quedó expuesta hace 10-10,3 ka. En Minnesota, la estación de BS pudo quedar exhumada entre 9 y 13,5 ka, aunque la edad más probable de la estabilización de la superficie es posterior a 10,5 ka. En Serra da Estrela la estación de LR se desarrolla dentro del margen glaciado. En función de los registros existentes, se piensa que la exposición habría tenido lugar entre los 11,6 y 14,8 ka. El resto de las estaciones peninsulares tienen una cronología menos precisa, y se estima que la mayoría de pilancones pudieran tener como máximo unas decenas de miles de años. En todo caso, parece que las estaciones peninsulares que no fueron afectadas por glaciario tienen un grado evolutivo similar, ya que la edad de las cavidades está limitada por los procesos erosivos de los propios pilancones. En el caso de las estaciones de California, el control cronológico es pobre en la estación de Joshua Tree, en la que sólo se sabe que la exhumación de los tors de la región debió producirse dentro de los últimos 500-1000 ka. Por su parte, en AH la falta de diferenciación generalizada entre pilancones de los distintos niveles de exhumación, sugiere que la mayoría de cavidades se desarrollaron en algún momento entre el final del Pleistoceno Superior y el inicio del Holoceno, que es cuando quedaron expuestas las superficies más recientes.

Uno de los criterios más comúnmente utilizados para medir el grado de evolución de un pilancón es su profundidad máxima (p. ej., André 2004; Hall y Phillips, 2006). Sin embargo, algunos pilancones pueden aprovechar cavidades previas, por lo que este parámetro tiene un margen de error significativo cuando se estudian pilancones de poca profundidad. Además, la profundización de la cavidad parece tener un condicionante litológico muy importante, lo que nos lleva a restar importancia a su valor absoluto como indicador cronológico. En todo caso, se ha observado que las estaciones situadas en emplazamientos más recientes, tienen valores moderados y bajos de la profundidad máxima (Tabla 7.1). En los casos estudiados en zonas glaciadas, ningún pilancón desarrollado tras la deglaciación ha alcanzado profundidades superiores a los 20 cm. Sin embargo, Samuelsson y Werner (1978) llegaron a encontrar pilancones de hasta 25 cm en zonas con pulidos y estrías glaciares, que indican que las cavidades fueron escavadas tras la retirada del glaciar al inicio del Holoceno. Ninguna de las estaciones estudiadas tiene valores promedio que superen los 17 cm. Además, los valores máximos alcanzados por estos autores son similares o superiores a los valores máximos encontrados en estaciones como LD, BU y JT. En consecuencia, y aunque sin duda la profundidad tiene una relación con la duración de los procesos de meteorización, la importante influencia de otros factores poco constreñidos no permiten que sea un parámetro que pueda ser utilizado como indicador fiable.

La altura mínima de la cavidad parece ser en todo momento un parámetro independiente de la edad de exposición (Tabla 7.1). Por su parte, la longitud del eje mayor de la cavidad tiene un componente heredado más importante aun que la profundidad máxima. Si un pilancón aprovecha una cavidad o depresión previa a partir de la cual acumular agua de lluvia y comenzar su formación, las dimensiones de ésta pueden oscilar entre unos milímetros a varios metros. Por lo tanto, aunque un pilancón tenga un progresivo crecimiento lateral respecto a sus dimensiones iniciales, es imposible saber las dimensiones de la depresión que permitió que comenzase a recolectarse el agua de lluvia. También existe la posibilidad de que durante el crecimiento de varios pilancones cercanos, éstos terminen uniéndose y su posterior evolución finalmente elimine los indicios de la existencia de las cavidades originales. En este caso el pilancón podría llegar a alcanzar

un aspecto exageradamente grande en comparación con su tiempo de evolución. Por último, las estaciones peninsulares localizadas a distintas altitudes sugieren que el valor diametral máximo varía significativamente en función de las características climáticas. Efectivamente, los pilancones de la estación de AH (Tabla 7.1), que se desarrollaron en un periodo relativamente reciente, presentan valores medios indistinguibles de las estaciones peninsulares con procesos de alteración más prolongados. Los datos aportados por pilancones de estaciones desarrolladas tras la retirada de los glaciares presentan por lo general diámetros algo inferiores, aunque las variaciones asociadas a factores climáticos parecen ser más significativas que su relación con la cronología.

El volumen de las cavidades también ha sido sugerido como indicador de la antigüedad del pilancón (p. ej., Vidal Romaní, 1983). Los problemas asociados a este parámetro están relacionados tanto con los derivados de la profundidad y sobretodo los asociados al área, directamente dependiente del diámetro máximo. Además, en este caso los valores obtenidos dependen del estilo de meteorización con paredes cóncavas o verticalizadas, que determina profundos cambios en los valores finales. También los errores arrastrados al realizar los cálculos mediante la afinidad a figuras geométricas pueden causar una cierta incertidumbre en los valores absolutos. Los resultados que se presentan en la tabla 7.1 muestran que claramente los volúmenes menores son aquellos de las estaciones desarrolladas en zonas glaciadas. Sin embargo, estaciones con una exposición reciente como AH desarrollan volúmenes muy elevados, mientras que estaciones como VA y JT tienen valores muy próximos a los de las estaciones más recientes. Por lo tanto, tampoco parece ser un criterio morfológico muy fiable.

El ratio de profundidad es un indicador muy interesante ya que utiliza dos valores con una alta correlación. Se ha comprobado que factores como el clima, tienen una influencia considerable en los valores absolutos del ratio de profundidad, y una posible influencia de factores como la litología no puede descartarse definitivamente. No obstante, los valores de delta calculados a partir de los ratios de profundidad parecen depender del tiempo desde que los pilancones comienzan a formarse, aun cuando su valor absoluto es modulado por factores como el clima. La distinción de distintas subpoblaciones y sus propiedades de frecuencia y dispersión, proporcionan un considerable valor añadido a este patrón morfológico, ya que otorga interesantes ventajas para establecer correlaciones entre registros y valorar la influencia de otros factores además del tiempo. En la figura 7.4 se han representado las estaciones desarrolladas en zonas glaciadas. También se ha incorporado la estación de CN localizada en Serra da Estrela fuera de la zona glaciada, como registro significativo de aquellas estaciones con un desarrollo evolutivo más prolongado. La tendencia a disminuir los valores de delta con la edad se cumple en todos los casos. Las estaciones localizadas en superficies con menor tiempo de exposición tienen valores de delta más bajos. Además, a grandes rasgos tienen un menor número de subpoblaciones, indicando una historia de meteorización de las cavidades más sencilla. Estaciones como DJ presenta unos valores de delta especialmente bajos en comparación con los esperados en función de los resultados obtenidos en otras estaciones. Sin embargo, la presencia de cuatro subpoblaciones muestra un desarrollo evolutivo complejo, con un número de fases parecido al encontrado en BS, que comenzó sus procesos de formación de pilancones a una edad parecida. Probablemente, los bajos valores de delta en DJ se deban a condiciones locales muy diferentes a las del resto de estaciones, lo que determina los valores absolutos registrados.

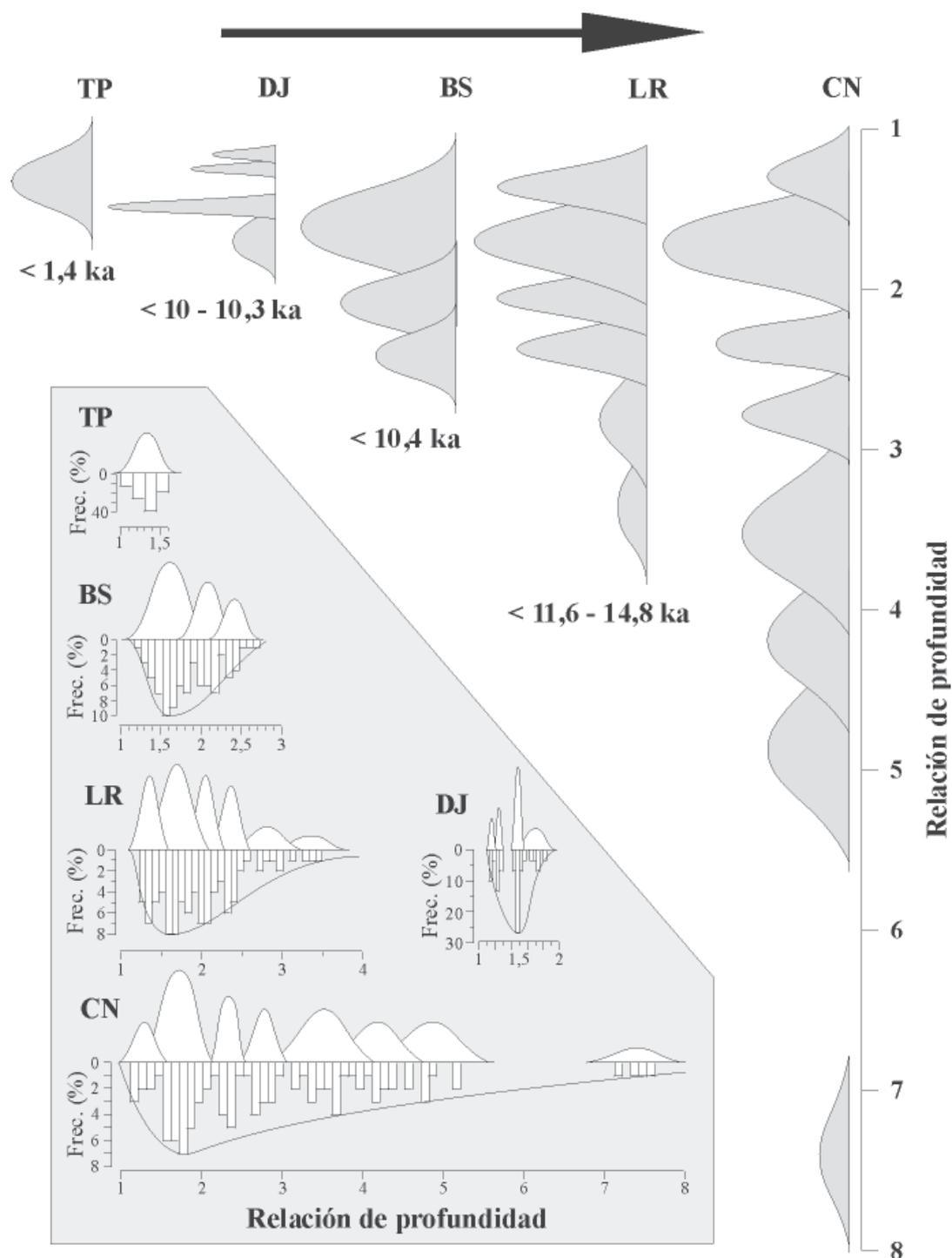


Figura 7.4. Relación entre los valores de delta y la cronología en estaciones con un buen control cronológico: TP, DJ, BS y LR. También se presenta la estación de CN localizada en Serra da Estrela fuera de los márgenes glaciados, y cuya exposición es muy anterior al resto de las estaciones. De este modo se pretende evaluar las diferencias con estaciones sujetas a prolongados periodos de alteración. Las estaciones con periodos de exposición más recientes alcanzan valores de delta más bajos y un registro menos complejo, con menor número de subpoblaciones.

La elevada correlación entre la profundidad máxima y mínima sugiere que independientemente de la profundidad inicial de la depresión que dio lugar a los pilancones, la altura mínima muestra un valor muy concreto que presenta un continuo desequilibrio desde el momento de su formación. En el momento inicial de la cavidad, el

ratio de profundidad estaría próximo a la unidad, ya que en general no hay rebajamiento preferencial de los bordes de la depresión, y la altura máxima y mínima son semejantes. Con el tiempo el pilancón con capacidad de desbordamiento irá profundizando, pero a la vez el exutorio se irá formando. Esto permite que mientras el fondo de la cavidad rebaje su superficie progresivamente, la altura mínima se mantenga dentro de unos límites concretos, permitiendo siempre que el agua desborde. La fuerte dependencia de ambos parámetros y el desequilibrio entre profundidades es lo que justifica el valor cronológico de esta relación morfológica. El tiempo es el factor primordial en este desequilibrio, haciendo aumentar progresivamente el ratio de profundidad. Las estaciones con una cronología bien establecida así lo sugieren. Por otro lado, los indicios obtenidos a partir del análisis de flared slopes muestran como los valores de ratio de profundidad más elevados se encuentran en superficies con mayor tiempo de exposición. La complejidad en la evolución de los pilancones de una estación en función del número de subpoblaciones también es un indicador relativo. Es probable que una historia evolutiva más prolongada haya tenido la posibilidad de desarrollar mayor número de etapas de formación. También aquellos pilancones pertenecientes a subpoblaciones más antiguas, son capaces de registrar más fases de meteorización (encajamientos dentro de una misma depresión), mostrando una historia de erosión de la cavidad más compleja y probablemente más prolongada. De este modo, las subpoblaciones con valores de delta mayores representan pilancones que comenzaron con anterioridad sus procesos erosivos.

A pesar de que todos los indicios muestran que ratios de profundidad mayores para una misma estación representan mayor tiempo desde el comienzo de la formación de pilancones, el valor absoluto registrado no es dependiente únicamente del tiempo. En efecto, se ha podido comprobar que otros factores como el clima tienen una importancia significativa, lo que dificulta la correlación directa entre distintas estaciones en función de los valores absolutos. No parece que exista una alteración del progresivo aumento del ratio de profundidad, pero sí de la tasa de meteorización diferencial. De este modo, los valores absolutos alcanzados por el ratio de profundidad dependen del tiempo pero son modulados por factores como el clima. Afortunadamente, muchas de las estaciones localizadas en áreas próximas tienen un registro similar. El espectro definido por la frecuencia y dispersión de cada subpoblación, su orden e incluso el número de fases registradas es semejante, pudiendo evaluar hasta cierto punto las diferencias causadas por factores como el microclimático. En la figura 7.3 se puede ver la correlación efectuada entre estaciones de un mismo macizo, y en la figura 7.4 se puede comprobar a modo de ejemplo la similitud entre las subpoblaciones correlacionadas en las estaciones LR y CN.

En la tabla 7.2 se muestran los valores de profundidad máxima, mínima, longitud del diámetro máximo y volumen, para cada una de las fases reconocidas en función del ratio de profundidad. Al igual que al comparar estaciones recientemente expuestas con aquellas que tienen un prolongado desarrollo de la evolución (Tabla 7.1), parece haber una ligera tendencia desde las primeras fases hasta las últimas en parámetros como la profundidad máxima, el diámetro o el volumen. La profundidad mínima no parece tener tendencia alguna. No obstante, la variabilidad de los parámetros que sí presentan una tendencia es muy elevada, y no se reconoce un gradiente progresivo bien definido. De hecho, la mayoría de fases contiguas tienen valores muy próximos, que no permitirían en ningún caso discriminarlas por estos criterios. En algunas estaciones se registra un aumento bastante paulatino entre la mayoría de subpoblaciones, como CN o LR. Al contrario, otras

Tabla 7.2. Valores medios de profundidad máxima (h), profundidad mínima (u), longitud del diámetro máximo en superficie (L) y volumen (V), para cada una de las subpoblaciones diferenciadas en las estaciones multifásicas. Valores de las unidades lineales en cm, el volumen en litros.

Subpobl.	h	u	L	V	Subpobl.	h	u	L	V
Djupvasshytta (DJ)					Big Stone (BS)				
δ_1	3,5	3,0	26,5	2,3	δ_1	4,8	3,0	30,2	2,7
δ_2	2,8	2,1	21,5	0,7	δ_2	4,6	2,2	26,4	1,7
δ_3	3,2	2,1	30,6	1,8	δ_3	6,4	2,6	31,5	4,5
δ_4	3,2	1,9	30,0	1,1					
Lagoa Redonda (LR)					Curral da Nave (CN)				
δ_1	3,8	2,8	31,6	1,7	δ_1	5,5	4,5	27,6	4,7
δ_2	4,7	2,9	37,4	6,3	δ_2	11,5	6,5	32,1	11,6
δ_3	6,4	3,2	45,2	12,9	δ_3	13,5	5,9	44,1	22,9
δ_4	6,5	2,8	41,2	10,9	δ_4	13,2	4,9	44,2	17,8
δ_5	7,8	2,8	49,7	12,4	δ_5	16,2	4,7	44,8	23,3
δ_6	10,3	3,1	60,2	29,4	δ_6	15,3	3,7	50,0	22,7
					δ_7	25,7	5,4	59,5	104,2
					δ_8	53,9	7,3	112,3	397,0
Canto Hastial (CH)					Los Decorados (LD)				
δ_1	5,6	3,6	40,0	6,1	δ_1	6,4	3,8	60,0	17,8
δ_2	10,3	4,6	53,1	29,7	δ_2	9,3	4,2	131,1	70,2
δ_3	11,8	4,5	74,3	66,0	δ_3	10,9	4,1	113,8	55,5
δ_4	11,0	3,6	66,0	31,3	δ_4	7,9	2,7	81,9	24,0
δ_5	12,6	3,8	71,7	32,7	δ_5	13,1	3,7	103,3	60,4
δ_6	12,1	3,0	77,0	30,1	δ_6	6,6	1,7	46,0	7,3
δ_7	15,8	3,4	83,8	145,1					
δ_8	20,2	3,6	117,5	249,8					
El Yelmo (EY)					Peña Sacra (PS)				
δ_1	6,9	4,7	27,0	6,5	δ_1	15,0	7,0	94,2	184,4
δ_2	10,0	5,5	34,5	17,7	δ_2	13,4	5,0	86,7	63,6
δ_3	8,3	4,2	27,4	7,2	δ_3	16,6	5,4	115,0	149,5
δ_4	8,2	3,6	27,0	10,0	δ_4	7,3	2,2	30,0	3,4
δ_5	12,6	5,1	42,4	49,2	δ_5	11,0	3,2	59,0	43,7
δ_6	15,9	6,0	42,9	35,4	δ_6	9,0	2,3	58,3	17,8
δ_7	11,4	3,8	38,7	40,4	δ_7	14,2	2,8	61,7	24,5
δ_8	7,8	2,3	38,8	23,3					
δ_9	22,5	6,0	81,9	257,7					
Valdemanco (VA)					Bustarviejo (BU)				
δ_1	5,8	4,3	57,0	16,8	δ_1	8,3	5,8	77,8	61,0
δ_2	6,8	4,4	43,9	5,5	δ_2	7,1	4,0	69,6	48,3
δ_3	6,1	3,3	43,1	8,9	δ_3	7,2	3,5	72,0	21,7
δ_4	4,8	2,0	53,5	5,9	δ_4	6,7	2,7	65,9	21,2
δ_5	6,1	2,3	44,4	5,5	δ_5	8,0	2,8	72,5	22,3
δ_6	18,1	5,7	83,8	176,1	δ_6	7,6	2,3	96,3	56,5
δ_7	5,1	1,5	57,5	6,7					
Alabama Hills (AH)					Joshua Tree (JT)				
δ_1	21,8	16,2	64,5	46,7	δ_1	10,1	6,1	58,8	24,0
δ_2	7,9	4,1	38,0	16,7	δ_2	6,4	3,0	59,0	17,5
δ_3	18,9	5,9	95,6	125,4	δ_3	7,3	2,9	35,4	5,6
δ_4	19,5	4,5	88,0	190,8	δ_4	8,0	2,8	32,0	4,4
					δ_5	7,9	2,2	86,3	27,0
					δ_6	15,3	3,1	59,3	31,7
					δ_7	10,3	1,8	67,6	35,5

estaciones presentan una total falta de relación entre las subpoblaciones y los parámetros presentados en la tabla 7.2, como por ejemplo DJ, LD, VA o BU. Cabría destacar dos excepciones que muestran una notable distinción de sus parámetros en función de la fase analizada. Una se refiere a la subpoblación δ_1 de la estación de AH. Como ya se comentó se trata de pilancones tipo pit bien desarrollados y sin exutorio. Con certeza el agua acumulada en estas cavidades no llega a desbordar y en estos casos el ratio de profundidad no tiene significado evolutivo alguno. Como se puede comprobar, es la única subpoblación en la que la altura mínima alcanza valores significativamente diferentes al resto de las estaciones. El otro caso singular es la subpoblación δ_8 de la estación de CN. La profundidad máxima supera el doble que cualquier otra fase previa, el diámetro máximo casi alcanza igualmente el doble que el máximo alcanzado con anterioridad y el volumen presenta un valor medio varias veces superior a cualquier registro previo de la estación. En la figura 7.4 se puede comprobar como esta última subpoblación está claramente distanciada del resto. En CN no se pudieron realizar mediciones sobre las últimas superficies de corrosión exhumadas. Sin embargo, la similitud de esta subpoblación con agrupaciones de pilancones en estaciones de la Sierra de Guadarrama, sugiere que la edad de esta fase sería previa a la exhumación del último periodo de alteración, lo que indica una edad muy superior a la de la del resto de las fases reconocidas.

7.4. Otras aportaciones acerca de la influencia de los factores en la morfología

El porcentaje de pilancones tipo sillón en las distintas estaciones se sitúa en todos los casos por debajo del 35% de la muestra seleccionada. El único factor condicionante de su existencia parece ser la topografía local. Estas formas son más abundantes en estaciones donde las medidas se realizaron en bolos, o en tors que presentaban superficies inclinadas, como JT, EY y CN. Por el contrario, son inexistentes o poco frecuentes en afloramientos desarrollados sobre plataformas rocosas, amplios domos o tors, como DJ, VA, y BS. En cuanto a la proyección vertical o semiesférica de las paredes, los datos no arrojan ninguna pista acerca de su causalidad. Pilancones muy recientes pueden tener las paredes verticalizadas o no, y no se ha podido relacionar esta característica morfológica con un factor fácilmente identificable. A partir de la revisión bibliográfica, así como de nuestras propias observaciones, se ha detectado que los pilancones semiesféricos tipo pit bien desarrollados y sin exutorio son más habituales en ambientes áridos. Este tipo de pilancones es poco frecuente incluso en ambientes áridos (Twidale y Corbin, 1963; Bayly, 1999), aunque sus porcentajes pueden llegar a superar en ocasiones a los de pilancones tipo pan (Goudie y Migón, 1997). Es evidente que si la cantidad de lluvia en una región no permite el desbordamiento de la cavidad, la evolución de la forma va a progresar sin que se desarrolle un exutorio. Esto va a favorecer la profundización de la depresión dejando todos sus márgenes colgados, lo que suele coincidir en general con morfologías tipo pit bien desarrolladas. Sin embargo, como ya se ha mencionado, en morfologías incipientes los pits son muy comunes, a pesar de que el desbordamiento de las cavidades sea algo cotidiano. No obstante, y aunque no es frecuente, ocasionalmente también se han encontrado pits bien desarrollados y sin exutorio bajo climas húmedos, por lo que a pesar de que este tipo de morfologías sea más habitual en regiones áridas, el clima no parece ser un factor limitante.

7.5. Morfología de pilancones situados en ambientes áridos

La mayoría de las estaciones se han localizado en climas fríos o templados, pero en todos los casos considerados húmedos, a pesar de que puedan desarrollar estación seca. Para valorar si las morfologías en ambientes tan diferentes como los desiertos cálidos se parecen a las del resto de climas estudiados, se analizaron los pilancones de dos estaciones en zonas áridas de California. Es evidente que los procesos que puedan sufrir estas estaciones son distintos o tienen distinta importancia. En este caso, las oscilaciones térmicas o la haloclastia, pueden tener un mayor peso. Por otro lado, se supone que la disolución producida por el agua estancada ha de ser menos importante, debido al menor tiempo de residencia. Sin embargo, no se descarta la disolución relacionada con la humedad ambiental retenida, así como por los procesos derivados de las bacterias asociadas a este nicho ecológico. Procesos como la oxidación son muy llamativos ya que forman los barnices del desierto, muy comunes en el interior de los pilancones, y su origen en relación a microorganismos sugiere que los procesos biológicos también son activos en estos ambientes áridos (Dorn y Oberlander, 1981).

Las estaciones del desierto se parecen mucho al resto de localidades estudiadas. En AH se han podido diferenciar cuatro cavidades tipo pit bien desarrollados y sin exutorio. La altura de sus bordes y su limitado área de drenaje hacen imposible que dichas cavidades desborden el agua acumulada a lo largo de episodios de tormenta. Por lo tanto, su evolución ha de ser ligeramente diferente a la del resto de pilancones. En la mayoría de los casos, las cavidades desbordan el agua acumulada y tienen exutorios siempre que su grado de evolución sea suficientemente avanzado. Algunos pilancones presentan su superficie parcialmente recubierta de barniz del desierto, y se observan frecuentes desconchones producto de la descamación. En otros ejemplares las cavidades están completamente descubiertas de óxido alguno. Los depósitos del interior de las cavidades tampoco parecen ser muy diferentes a los de otras zonas estudiadas. Los hay con ausencia total de partículas, algunos presentan granos aislados y otros pilancones tienen una mayor cobertera de detritos. En algunos casos los porcentajes de fracción fina parecen ser muy importantes, y se han llegado a reconocer grietas de retracción en los depósitos. Todas las características descritas para los depósitos fueron observadas de forma similar en otras estaciones de ambientes más húmedos, por lo que no aportan ningún criterio de diferenciación.

La mayoría de los pilancones de Alabama Hills debieron comenzar a formarse en algún momento tras el LGM y el comienzo del Holoceno. Los pilancones desarrollados en la última superficie expuesta muestran dimensiones y ratios de profundidad indistinguibles de otros de superficies más antiguas (excepto casos aislados), por lo que se supone que la mayoría de ejemplares medidos han de corresponder con pilancones relativamente recientes. Algunos de los pilancones desarrollados en las superficies recientemente expuestas alcanzan volúmenes superiores a los 600 L, lo que indica que los procesos de meteorización son muy rápidos a pesar de la ausencia de agua durante la mayoría del año. Sólo se han reconocido tres fases evolutivas (ya que δ_1 no tiene significado cronológico, sólo morfológico), lo que indica un limitado historial en la meteorización de los pilancones acorde con su escaso periodo de formación. Los valores de delta alcanzados son relativamente pequeños, ya que δ_4 tiene un valor de $4,30 \pm 0,17$. La estación de JT tiene un registro más complejo con siete subpoblaciones, siendo el valor de delta en δ_7

de $5,63 \pm 0,18$. En ambos casos, la fase con un histograma claramente destacado es la tercera subpoblación con sentido evolutivo, lo que pudiera representar un posible criterio de correlación: δ_4 en AH y δ_3 en JT (Fig. 7.5). En JT δ_3 tiene un valor de $2,52 \pm 0,05$, un valor sustancialmente menor que el alcanzado por la subpoblación correlacionable en AH. La diferencia altitudinal de ambas estaciones es de mil metros, lo que indica que la diferencia en factores microclimáticos podría ser la causa de dicha diferencia. La tendencia es similar a la registrada en estaciones de la Península Ibérica, a mayor altitud los ratios de profundidad son menores.

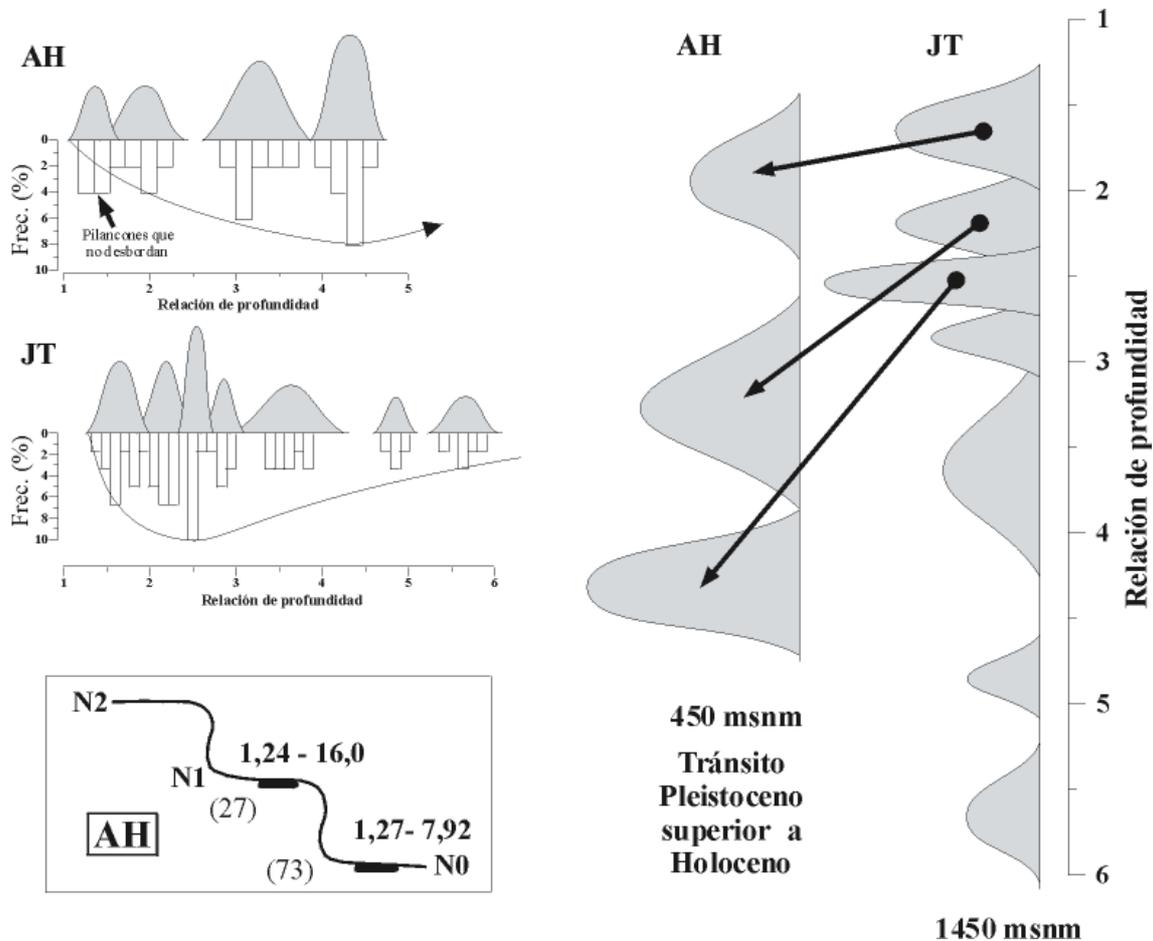


Figura 7.5. Relación entre las distribuciones de ratios de profundidad en las estaciones californianas de AH y JT. En AH la subpoblación δ_1 ha sido descartada para su correlación por la carencia de significado evolutivo al pertenecer a pilancones que no llegan a desbordar. Ambas estaciones presentan distribuciones semejantes y correlacionables. La estación de AH con pilancones más jóvenes tiene ratios de profundidad más bajos y menos subpoblaciones. El factor altitudinal es muy significativo, y coherente con las tendencias mostradas en las estaciones de la Península Ibérica. Se ha incluido un pequeño esquema sobre las características de afloramiento de pilancones de AH. Los pilancones medidos pertenecen al nivel N0 y N1. También se representa entre paréntesis el porcentaje de cavidades medidas y los valores máximos y mínimos del ratio de profundidad en cada nivel. Aunque los pilancones con mayores ratios de profundidad se sitúan en el nivel N1, las subpoblaciones estadísticamente representativas se sitúan en ambos niveles. El resto de las dimensiones son similares en ambos niveles. La edad de exhumación del nivel N0 habría tenido lugar a partir de la transición Pleistoceno superior-Holoceno.

En consecuencia, a excepción de la aparición de algunos ejemplares bien desarrollados y sin exutorio que tiene un carácter anecdótico, los aspectos morfológicos son aparentemente semejantes a los de otras regiones estudiadas. En aquellos pilancones cuya evolución se relaciona con el desbordamiento del agua, la correlación de alturas

máximas y mínimas es elevada, y se han reconocido subpoblaciones equiparables a las de las regiones más húmedas. Las tasas de meteorización son similares o superiores a las del resto de estaciones estudiadas. Aunque los datos disponibles son limitados, parece que pudiera existir una correlación entre las dos estaciones, ya que las subpoblaciones más recientes son similares. Si la correlación fuera correcta la relación entre la altitud y los valores de delta absolutos, tienen una tendencia a disminuir con la altura, al igual que en las estaciones de la Península Ibérica. Del mismo modo, el promedio en el diámetro máximo de la estación de AH situada a menor altura, es superior al de la estación de JT. Este resultado también coincide con la tendencia del resto de las estaciones, a pesar de que en este caso se trata de dos litologías diferentes. Por lo tanto, a pesar de la peculiaridad de los procesos de formación bajo este clima, el resultado morfológico es semejante al del resto de regiones estudiadas.

8. LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN EN LOS PILANCONES

Los procesos básicos que tienen lugar en muchos de los pilancones han sido descritos en el capítulo de caracterización y monitorización del sistema. La medición y seguimiento de numerosos parámetros de los pilancones se ha llevado a cabo solamente en unos pocos ejemplares de una estación concreta. No obstante, los procesos básicos se consideran comunes a la gran mayoría de los pilancones. Así lo sugieren los modelos genéticos publicados por diversos autores, que en general coinciden en la existencia e importancia de procesos propuestos (p. ej., Matthes, 1930; Smith, 1941; Twidale y Corbin, 1963; Hedges, 1969; Godard, 1977; Goudie y Migón, 1997). De este modo, parece que los procesos responsables de la formación de pilancones son similares indistintamente de factores como el clima o la litología (en el caso se rocas silíceas), si bien la importancia relativa de unos procesos sobre otros, y las tasas de meteorización, pueden ser variables. En este capítulo se presenta un modelo genético basado en las observaciones y datos recabados a lo largo de este trabajo. Aunque los procesos formadores puedan ser generalizables a otras regiones, no ha de menospreciarse la incorporación de procesos adicionales en otras zonas y que pudieran ser relevantes a nivel regional, como la haloclastia o los ciclos térmicos relacionados con la insolación (Twidale y Corbin, 1963; Gutiérrez Elorza e Ibáñez, 1979).

La formación de pilancones se relaciona con los procesos de meteorización asociados con la acumulación de agua en depresiones de la roca. La meteorización que tiene lugar en la cavidad integra diversos procesos químicos y físicos que actúan conjuntamente. No puede considerarse que exista una bioerosión realmente efectiva en la inmensa mayoría de pilancones. Sin embargo, la actividad biológica debida a las algas es determinante para la dinámica hidroquímica que regula la solubilidad de diversas fases minerales. Una vez meteorizada la roca, los productos de alteración deben ser evacuados del pilancón, por lo que los procesos de evacuación son esenciales para la evolución de la cavidad. De otro modo, el pilancón podría terminar soterrado y quedar finalmente inactivo. Los procesos de evacuación pueden estar estrechamente relacionados con los de meteorización o no, e igualmente incorporan procesos químicos y físicos. Los procesos biológicos son responsables de la incorporación de solutos disueltos a los seres vivos, aunque los restos orgánicos han de ser retirados de la cavidad igualmente que las partículas inorgánicas. Por otro lado, los residuos orgánicos tienen un papel en la protección del detrito contra la erosión, al formar costras que agregan o endurecen los detritos de la cavidad protegiéndoles de la deflacción.

Los procesos erosivos que tienen lugar en la roca, su interacción, intensidad e importancia relativa, son los responsables de la forma que adopte una morfología concreta. Los estudios detallados de los procesos erosivos llevados a cabo en los pilancones, así como su relación con algunos elementos de la cavidad, permiten establecer algunas relaciones entre la forma de las cavidades y los procesos genéticos. De este modo, a pesar del desconocimiento generalizado de las causas que proporcionan la variabilidad morfológica, se puede constreñir algunas características morfológicas.

8.1. Procesos de meteorización del sustrato

8.1.1. Procesos de meteorización química

La disolución en los pilancones es uno de los procesos más repetidos en los diversos modelos genéticos. Sus efectos se han podido comprobar a lo largo de este trabajo, demostrando que su existencia es generalizada, y que su efectividad es importante ya que puede llegar a reconocerse en periodos de tiempo reducidos (meses). Esto contrasta con la baja solubilidad de los silicatos que forman el granito. El cuarzo, es el mineral con la solubilidad más baja, entre 10^{-18} y 10^{-16} moles·cm²·s⁻¹ según diversos experimentos con pH neutros a 25°C (Rimstidt y Barnes, 1980; Brady y Walther, 1990; Bennett, 1991; Berger et al., 1994; Tester et al., 1994). Con estas tasas de solubilidad, un grano de cuarzo de 1 mm tardaría al menos 30 millones de años en disolverse (Lasaga, 1984). A pesar de ello, se desarrollan karst en áreas silíceas, siempre que las precipitaciones sean muy abundantes. La mayoría de las cuevas y galerías originadas por disolución alcanzan unas centenas o a lo sumo kilómetros de longitud, y se desarrollan a lo largo de periodos de tiempo muy prolongados (p. ej., Corrêa Neto, 2000). En principio, la disolución que forma las cuevas tanto en cuarcitas como en granitos no disuelve totalmente los minerales, sino que la disolución se produce a lo largo de los límites cristalinos hasta que se produce una desagregación y el sustrato es lavado (Chalcraft y Pye, 1984). La disolución en áreas kársticas cuarcíticas proporciona valores de sílice disuelta muy reducidos (<10 ppm), incluso en la mayoría de cauces fluviales una vez atravesada las zonas karstificadas (Martini, 2000). En áreas graníticas, estos valores pueden ser superiores, ya que otros silicatos de menor solubilidad aumentan la cantidad de sílice disuelta. Por ejemplo, la concentración de las aguas subterráneas en áreas graníticas de Sudáfrica, tiene valores de sílice disuelta que varían generalmente entre 20 y 50 ppm (Bond, 1946).

En Puerto Rico se ha descrito el perfil edáfico con la mayor tasa de meteorización química del mundo (Schulz y White, 1999). Incluso en este caso, sólo las muestras más favorables en la porosidad intersticial de los granos del suelo, tienen sílice disuelta con valores comparables a los obtenidos en el agua de los pilancones descritos a lo largo de este trabajo. En este perfil de Puerto Rico, las tasas de meteorización reconocidas producirían la disminución de 10 µm en el tamaño de un grano de cuarzo en 100 ka. El contraste entre las tasas de meteorización descritas por la mayoría de autores y las registradas en los pilancones, indican el excepcional ambiente de meteorización que implica esta morfología.

Otros silicatos como los feldespatos o micas tienen una solubilidad ligeramente inferior a la del cuarzo, que permite mayores tasas de disolución. Además, la disolución de otros silicatos eleva la concentración de sílice en agua, y hace que la solución pronto este saturada en sílice impidiendo la disolución del cuarzo. La solubilidad de feldespatos en soluciones neutras oscila entre 10^{-17} y 10^{-15} moles·cm²·s⁻¹ para feldespatos potásicos y sódicos, disminuyendo la solubilidad hasta 10^{-12} moles·cm²·s⁻¹ en el caso de la anortita pura (Blumm y Stillings, 1995). La mayoría de filosilicatos tienen una solubilidad que oscila entre 10^{-17} y 10^{-15} moles·cm²·s⁻¹ para pH neutros, al igual que otros minerales con aluminio, como la gibsita.

Como se puede observar, las solubilidades de los silicatos que componen el sustrato son en general muy bajas, y por tanto las tasas de meteorización química de estos minerales suelen ser extremadamente lentas. Sin embargo, hay factores que influyen considerablemente la solubilidad, como la temperatura, el pH, la presencia de especies disueltas, o los ácidos orgánicos presentes en la solución. En el rango de temperaturas ambientales, las variabilidades térmicas no producen ninguna modificación apreciable de la solubilidad de silicatos (p. ej., Tester et al., 1994). Sin embargo, los valores de pH pueden ser determinantes para la variación de la solubilidad, ya que existe una importante dependencia. La sílice tiene una solubilidad muy baja con valores de pH ácidos y neutros, aunque su tasa de disolución aumenta exponencialmente en soluciones básicas (Baumann, 1955; Krauskopf, 1956), especialmente a partir de valores de pH superiores a 8,5 (Dove, 1995). El resto de los silicatos primordiales de las rocas graníticas tienen una dependencia similar entre sí en relación a las variaciones de pH (Fig. 8.1). La solubilidad mínima se alcanza en valores de pH neutros, aumentando con soluciones considerablemente más ácidas o básicas (Wollast, 1967; Blum y Stillings, 1995). Los efectos del pH pueden reducir la solubilidad de los minerales entre 2 y 4 órdenes de magnitud. La presencia de especies disueltas, como sales o elementos alcalinos, pueden también reducir la solubilidad notoriamente. Igualmente, la presencia de ácidos orgánicos productos de la actividad biológica puede influir considerablemente en los valores finales de solubilidad. De este modo, los experimentos realizados por diversos autores han demostrado que tanto especies inorgánicas disueltas como ácidos orgánicos pueden llegar a disminuir la solubilidad hasta uno o dos órdenes de magnitud (p. ej., Dove y Elston, 1992; Bennett, 1991; Bennett y Casey, 1994).

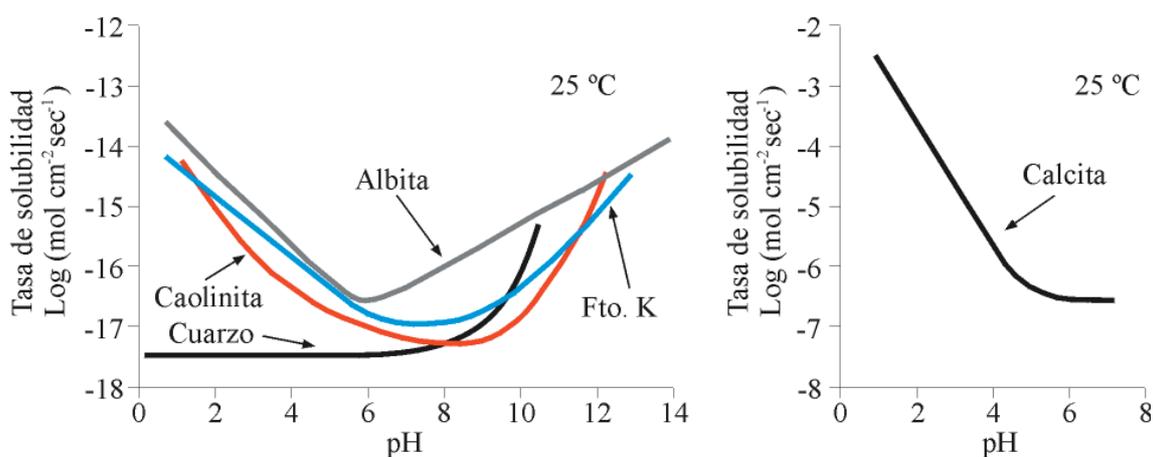


Figura 8.1. Diagrama esquematizado mostrando la curva de solubilidad de diversos minerales significativos en la evolución de los pilancones en función del pH. Filosilicatos como la biotita o la moscovita no han sido incorporados al tener curvas de solubilidad muy parecidas a los de la caolinita. Los óxidos e hidróxidos de Al también tienen una solubilidad similar. Nótese la notable diferencia de solubilidad de la calcita. La escala en la que se representan las solubilidades es logarítmica, por lo que en valores de pH neutros, la solubilidad media de la calcita es 10^{10} veces más soluble que la mayoría de silicatos. Síntesis realizada a partir de Krauskopf, (1956), Morse, 1983; Blum y Stillings (1995), Dove, 1995 y Nagy, (1995).

El sistema hídrico de los pilancones muestra que muchas de las propiedades que reducen la solubilidad de los silicatos están presentes en el sistema. El gran rango de valores de pH alcanzado en las cavidades a causa de la actividad fotosintética y de respiración-putrefacción, al mismo tiempo que los valores extremos alcanzados en el ambiente, determinan una mayor tasa de disolución. Los valores de pH alcanzan valores

básicos considerablemente elevados. Bajo estas condiciones el cuarzo es especialmente sensible a la disolución. Feldespatos y filosilicatos tienen una tasa de disolución baja, con pH's neutros, pero los pilancones presentan un rango de valores de pH muy amplio, lo que da lugar a que la solubilidad pueda reducirse a causa de la continua oscilación entre condiciones ácidas y básicas. Al contrario de lo que se pudiera pensar, las soluciones de las cavidades no son muy diluidas. Esto permite una disminución de la solubilidad a causa de las especies disueltas. Del mismo modo, la actividad biológica tiene una repercusión decisiva en la química de las aguas del pilancón, y los ácidos producidos en estas reacciones han de determinar una considerable reducción de la solubilidad. La acción conjunta de los diversos factores ha de disminuir considerablemente la solubilidad de los silicatos, aunque sus valores concretos son complejos de evaluar. Las condiciones naturales son mucho más complejas que las determinadas en un experimento de laboratorio, en el que todos los parámetros pueden ser controlados. Además, las variaciones de un factor concreto, modifican la importancia en la solubilidad del resto, generando una retroalimentación. Por ejemplo, la presencia de sales en la solución no sólo eleva el pH de la solución, también hace disminuir los valores de pH a los cuales la sílice aumenta exponencialmente su solubilidad (Dove, 1995).

En las aguas de los pilancones la cantidad de S recolectada en las lluvias de los periodos de estiaje es muy elevada. La posibilidad de que se formase ácido sulfúrico podría justificar las elevadas tasas de disolución observadas, debido a su poder como agente disolvente de silicatos. Sin embargo, el campo de estabilidad del azufre para los rangos de valores de pH-Eh registrados, indica que la fase existente en el sistema es en todo momento el sulfato (Brookins, 1987), por lo que podemos descartar la existencia de ácidos como el sulfúrico o el sulfhídrico. Por lo tanto, las disoluciones observadas en los silicatos parecen tener relación exclusivamente con una sustancial reducción de las tasas de solubilidad de los diversos minerales. Los valores de pH elevados que se alcanzan a lo largo del día, el amplio rango de pH, así como la presencia de especies inorgánicas y orgánicas disueltas serían las responsables de unas mayores tasas de disolución.

Se ha comprobado que con una actividad biológica similar, la morfología de la cavidad es determinante para los valores de pH alcanzados. De este modo, el pilancón P3 que tiene un ratio de área/volumen sustancialmente mayor al del resto de cavidades, presenta los rangos de pH más amplios, lo que le permite tener los registros más básicos y más ácidos. En este pilancón los depósitos son escasos, no forman un recubrimiento continuado, sino que los detritos se presentan de forma dispersa y son menos abundantes. Esto contrasta con su tasa de aportación de detritos a lo largo del año 2005-2006, que fue la segunda más alta de las que se registraron. Esto sugiere una mayor tasa de disolución de los granos de la cavidad, favorecida por los valores de pH. En consecuencia, esto indica que las tasas de disolución química para una estación de pilancones dependen de la morfología de cada cavidad, y no sólo de la actividad biológica, el clima, o peculiaridades litológicas. Sin embargo, los valores de pH más básicos tienen lugar en verano cuando la disolución no parece especialmente significativa. La cantidad de sílice disuelta es máxima en invierno, cuando los rangos de pH son mínimos para la mayoría de las cavidades, por lo que parece haber ciertas limitaciones a la hora de establecer una relación directa entre pH y disolución. El invierno es la época del año en la que los pilancones permanecen continuamente inundados durante periodos más prolongados. Esto pudiera indicar que aunque las tasas de disolución puedan ser superiores en otras épocas del año, el tiempo de reacción es esencial para la efectividad de la disolución. Todos los datos recavados parecen

indicar que a igualdad de condiciones biológicas en las cavidades, mayor precipitación puede determinar una mayor meteorización química. Las tasas de disolución pueden variar en función de la forma de la cavidad, o de cambios en la temperatura que puede hacer aumentar el pH. Sin embargo, mayores tasas de disolución no implican mayor meteorización química, ya que con características relativamente similares, es el tiempo de reacción el que determina la efectividad de la disolución.

La meteorización química en los pilancones incluye disolución como proceso fundamental, pero también se reconocen otros procesos de alteración. La disolución del cuarzo en esencia es una hidratación de la sílice (Dove, 1995; Martini, 2000). Las grietas observadas en las pátinas y costras muestran que los procesos de hidratación y deshidratación son habituales en minerales de la arcilla, sílice amorfa, y entre óxidos e hidróxidos. La oxidación y reducción son igualmente procesos frecuentes. Algunas reacciones de oxidación-reducción que no han sido estudiadas en detalle han de ser cotidianas, como aquellas que implican la transformación de nitritos en nitratos. La putrefacción de la materia orgánica de los pilancones incluye necesariamente reacciones del nitrógeno, lo que da lugar a reacciones en las que intervienen procesos de oxidación-reducción del nitrógeno, y en la medida de la disponibilidad, también del azufre. El agua de los pilancones oscila generalmente entre condiciones oxidantes y reductoras a lo largo del día. Sin embargo, los valores medios son oxidantes. En este contexto el hierro tiende a oxidarse de Fe^{+2} a Fe^{+3} , este tipo de reacciones tienen lugar en la solución, pero también afecta a minerales que incorporan Fe, principalmente la biotita, así como otros filosilicatos y los óxidos e hidróxidos que forman buena parte de las pátinas. El Mn tiene una abundancia muy inferior tanto en la solución como en las fases sólidas, pero sin duda los procesos redox también han de afectarle de forma similar que al Fe. No obstante, el proceso más común junto con la disolución ha de ser sin duda la hidrólisis de los silicatos. Ese proceso de alteración mineral ha de ser especialmente efectivo en los filosilicatos, que son más susceptibles del cambio iónico, pero también con los feldespatos. Los fuertes gradientes de pH a lo largo del día favorecen una gran inestabilidad de las cargas superficiales, lo que puede desencadenar en una mayor inestabilidad mineral.

La actividad biológica es determinante para la modificación de los parámetros hidroquímicos que favorecen la disolución de la roca y la oxidación del sistema. Los procesos de meteorización de los restos orgánicos también modifican la química de las aguas de la cavidad, e influyen igualmente en los parámetros hidroquímicos. No obstante, la acción directa de los organismos en la meteorización química del sustrato es compleja de evaluar (Hunter et al., 1998). No se puede descartar la influencia biogeoquímica en la disolución u otros procesos de alteración mineral, ya que no se han planteado experimentos específicos encaminados a evaluar tal fin. Sin embargo, las observaciones realizadas, así como la información existente de los organismos que habitan los pilancones, no sugieren que su actividad implique una meteorización directa.

La meteorización química se produce a lo largo de toda la superficie de los granos. Sin embargo, se ha observado que los límites de grano y las imperfecciones cristalinas son especialmente sensibles a la disolución. Al igual que pasa en los ambientes kársticos silíceos, no todo el volumen de roca desaparecido es producto de la meteorización química. La disolución preferencial favorece el incremento de la porosidad intergranular, dando lugar a la desagregación de los distintos granos minerales o fragmentos de roca, que pasan a formar parte del detrito de la cavidad. La adsorción de humedad durante

varios centímetros a lo largo de las paredes de los pilancones, es testigo de la efectividad de estos procesos. La acción conjunta de la disolución y los procesos de meteorización física es trascendental, ya que multiplica la tasa de meteorización respecto a la que podría desarrollarse con ambos efectos por separado.

La reducción del tamaño de grano por disolución es sin duda un proceso de erosión muy significativo. Afecta tanto al sustrato granítico, como a las partículas que caen en la cavidad. Esta disolución es especialmente apreciable en los granos de gran tamaño, que tienen una mayor dificultad para ser evacuados fuera del pilancón. Su mayor tiempo de residencia en la cavidad favorece que los procesos de disolución sean claramente observables, alcanzando erosiones diferenciales superiores al milímetro. Establecer unas tasas de disolución es aventurado en función de la información recabada, ya que se desconoce si los valores son representativos o generalizables. Sin embargo, es evidente que la velocidad de disolución es muy superior a la de otros ambientes naturales estudiados (White y Brantley, 1995). Por ello, aunque sea de forma orientativa se presentan algunas cifras. Los granos caídos a lo largo del invierno permanecieron en el pilancón hasta un máximo de 5 meses. La química de las aguas sugiere que la disolución a lo largo del año fue mayoritaria entre invierno y primavera. En consecuencia, las observaciones realizadas comprenden solamente un porcentaje de la disolución anual, que podría representar probablemente algo más de la mitad de la desarrollada a lo largo de todo el año. En los granos en los que se han observado disoluciones generalizadas, el rebajamiento diferencial es superior a los 5 μm , tanto en cuarzos como en feldspatos. La falta de criterio para evaluar la superficie original impide evaluar la erosión real, aunque los contrastes litológicos sugieren que por ejemplo, las albitas podrían haberse erosionado $>20 \mu\text{m}$ en algunos casos. En los picoteados de disolución la erosión está concentrada, y la profundidad del picoteado puede oscilar entre 5 y varias decenas de μm . Para los pilancones monitorizados, las tasas de erosión medias debidas exclusivamente a la disolución podrían estimarse de forma tentativa entre 5 y 50 μm de rebajamiento medio al año. Estos valores probablemente estén subestimados a causa de la falta de referencia para evaluar la superficie original del mineral antes del comienzo de la disolución. Estas tasas producirían la erosión de al menos entre 0,5 y 5 litros de volumen de roca en 10 ka. El volumen de los pilancones monitorizados oscila entre 70 y 200 litros, y su desarrollo probablemente tuvo lugar dentro del Holoceno, ya que pertenecen a las subpoblaciones δ_1 , δ_2 y δ_3 . Por consiguiente, incluso cuando la extensión en el tiempo de las tasas de erosión química propuestas puede arrastrar un gran error, los valores alcanzados son razonables, a expensas de evaluar la tasa de meteorización física.

8.1.2. Procesos de meteorización física

La crioclastia es uno de los procesos más significativos en la meteorización física de pilancones. Es un proceso recurrente en los modelos genéticos de la mayoría de autores, aunque se han descrito regiones con presencia de pilancones a pesar de la ausencia de ciclos de hielo-deshielo (Klaer, 1957). En todas las zonas estudiadas a lo largo de este trabajo la crioclastia es un proceso activo, y probablemente es uno de los más significativos en la meteorización física. En los pilancones monitorizados en Hoyo de Manzanares, la crioclastia es un proceso muy importante en la progresiva desagregación de la roca. En promedio la zona tiene más de 70 días de helada al año, lo que le procura un considerable número de ciclos (Sanz Núñez, 1991). En la región, la capa de hielo que se forma en los pilancones puede oscilar entre unos milímetros y centímetros, por lo que

en general la mayoría de los pilancones mantienen agua en estado líquido bajo esa capa. El hielo en su contacto con la roca provoca unas tensiones que debilita la cohesión de los granos minerales. El aumento de la presión entre los cristales, produce un efecto de cuña que permite la desagregación de la roca. Para que este proceso sea realmente efectivo es determinante una porosidad interconectada, que permite que el agua impregne los espacios intercrystalinos. La adsorción en los pilancones permite que las paredes permanezcan con un grado variable de humedad, que las hace especialmente sensibles a la crioclastia. Ya que estas zonas se sitúan por encima del nivel del agua, la congelación del agua es más frecuente, y proporciona a la cavidad la mayoría de partículas debidas a este proceso de meteorización.

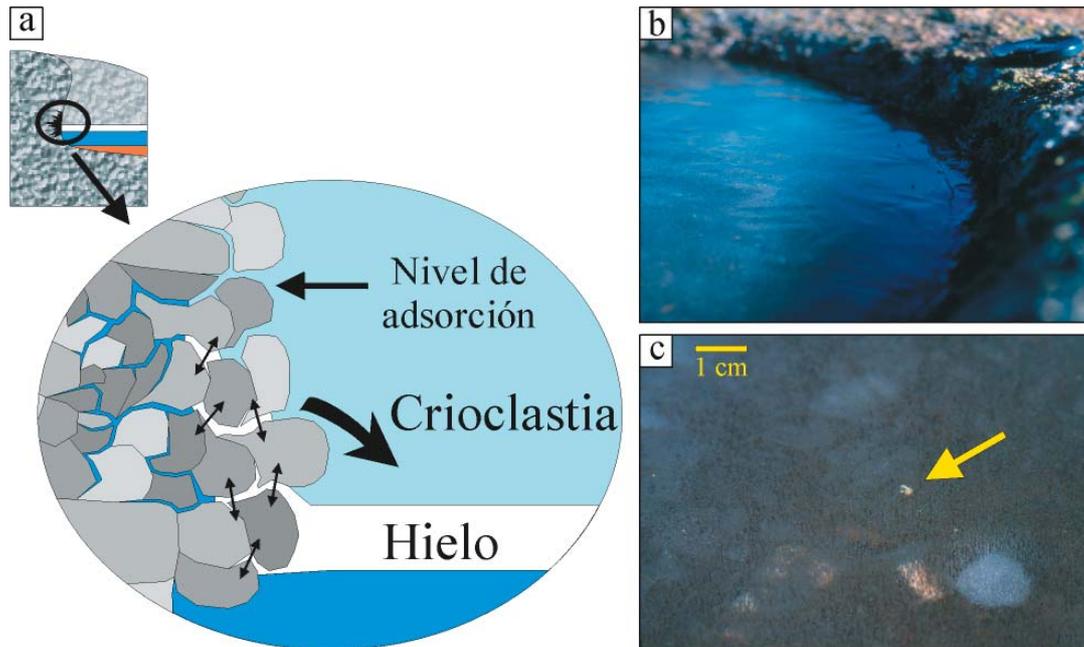


Figura 8.2. Efectos de la crioclastia. a) Esquema que ilustra las presiones que sufre el sustrato entorno a la zona de máxima inundación así como aquellas afectadas por la adsorción. b) Fotografía de un pilancón helado, con partículas sobre el lecho de hielo. c) Fragmento de roca tamaño grava caído al pilancón helado por efecto de la crioclastia y que ha quedado incorporado en la capa helada.

A lo largo de los 5 meses de recolección de sedimentos, en el periodo invernal se recogieron entre 7 y 14 gramos de detritos inorgánicos en los pilancones monitorizados. No se puede desestimar que algunas partículas, especialmente las más pequeñas, provengan de fuera de la cavidad, arrastradas por el viento o la escorrentía. No obstante, la apariencia y estilo de meteorización de los granos, sugiere que la mayoría de los detritos proviene de la desagregación del lecho y paredes de la propia cavidad. Los desconchones en las paredes del pilancón muestran la reciente desagregación de fragmentos, y en algunas ocasiones se ha podido identificar el grano concreto que pertenece a alguno de los desconchones. El tamaño de las partículas es más grueso en invierno respecto al resto de las estaciones, con un tamaño medio de los granos recolectados >1 mm, mientras que en periodos con menor número de ciclos de hielo deshielo las dimensiones medias son considerablemente inferiores. El proceso de crioclastia en invierno genera detritos con una mejor selección y tamaños generalmente más gruesos. A lo largo de la primavera (en un periodo de 3 meses) el número de heladas se hace menos frecuente, lo que parece relacionarse con un menor número de partículas caídas a la cavidad: entre 5 y 8 gramos. Las dimensiones medias de los detritos son inferiores a las del invierno, lo que puede sugerir la presencia de otros procesos dominantes en este periodo, o que el proceso va perdiendo intensidad.

En el periodo estival no se producen heladas, sin embargo, el volumen de detritos recogido a lo largo de 4 meses es similar o incluso superior al recogido en el invierno; entre 5 y 18 gramos. El tamaño medio de las partículas oscila entre 0,5 y 0,8 mm, muy parecido al registrado en primavera. Los granos parecen igualmente provenir de la cavidad, ya que con frecuencia están corroídos químicamente y recubiertos por costras. En este caso, el efecto cuña parece ser igualmente la causa de la desagregación de cantos, pero no por crioclastia, sino por crecimiento de cristales minerales. Aunque se han reconocido sales de forma puntual, no puede considerarse la haloclastia el factor determinante. Los precipitados más copiosos son sin duda los filosilicatos, especialmente minerales de arcilla con propiedades expansivas. Por lo tanto, la hidratación y deshidratación de filosilicatos precipitados entre partículas y en la porosidad intergranular parecen ser los responsables principales de estos aportes. En los pilancones y bajo las condiciones climáticas estudiadas, los procesos de hinchamiento de arcillas proporcionan tanto material a lo largo del año como la crioclastia.

En cualquier caso, los efectos de cuña sobre las paredes y lecho del pilancón son determinantes para la aportación de nuevas partículas que se incorporan al detrito. Para la efectividad del proceso es necesaria una red de porosidad conectada que permita que la humedad se adentre entre los granos. Por lo tanto, la disolución diferencial a lo largo de límites cristalinos es decisiva para que el efecto cuña sea tan eficiente. La suma total de detritos registrada a lo largo del año oscila entre ~20 y 40 gramos. De forma orientativa se presentan unas tasas de erosión por efecto cuña, que aunque especulativas, indican la celeridad del proceso de meteorización de la roca. En principio puede asumirse que estos materiales provienen principalmente de la desagregación de las paredes, o de la reelaboración de los propios detritos. Si se consideran las cifras anuales significativas y se extrapolan en el tiempo, se obtiene la erosión de entre 7 y 15 litros de volumen de roca en 1000 años. Estos valores pueden estar subestimados, ya que la acción del viento al quedar el pilancón seco sin duda ha evacuado parte de los materiales caídos en la cavidad. Las superficies de deflación reconocidas en los detritos durante los periodos de estiaje, indican un balance en el que la erosión es más importante que la sedimentación. Por lo que no parece que las tasas de erosión producidas por el efecto de cuña, puedan estar sobreestimadas por la acción del viento. También hay que tener en cuenta que el sistema ha sido modificado al retirar los detritos existentes, y se desconoce si la intervención en el sistema ha producido una variación significativa en la tasa de meteorización. En consecuencia, los valores han de tomarse solamente como orientativos, ya que los errores asociados a la tasa anual, así como a su prolongación a lo largo del tiempo pueden ser muy importantes. En todo caso, atendiendo a que los pilancones estudiados tienen entre 70 y 200 litros de volumen de roca erosionado, estos procesos de meteorización física parecen ser decisivos en su crecimiento, y coherentes con su crecimiento dentro del Holoceno.

Aunque los procesos de crecimiento de cristales (agua o minerales) en la porosidad intercrystalina son decisivos para la formación del pilancón, otros procesos de meteorización física son importantes para el crecimiento y evolución de la cavidad. Entre ellos destaca la abrasión, que puede desarrollarse por desgaste o por impacto. Los estudios morfoscópicos de granos muestran que la abrasión por desgaste rivaliza en tasas de erosión con la meteorización química. Existe un amplio rango en el índice de redondez de partículas, desde muy angulosas a subredondeadas, con casos aislados de partículas bien redondeadas. Los granos muy angulosos parece que tienen un menor tiempo de residencia ya que también tienen escasos o nulos picoteados de disolución. El rebajamiento

del tamaño de la partícula a causa de la abrasión por desgaste comienza por las aristas. Las superficies afectadas por el desgaste con frecuencia tienen a la vez disoluciones e impactos, lo que hace que las aristas o facetas no alcancen un aspecto muy pulido. En el análisis morfosκόpico se ha podido comprobar como la abrasión por desgaste da lugar a la erosión progresiva de las aristas y facetas; redondea los límites cristalinos y rebaja la superficie general de los granos, dejando al descubierto secciones profundas de los picoteados de disolución. En función de las observaciones morfosκόpicas de granos, se estima que la erosión debida al desgaste de las partículas es inferior al de la disolución, a excepción de la que tiene lugar en las aristas más pronunciadas de los granos.

El desgaste por abrasión se produce necesariamente por la paulatina fricción de partículas entre sí, o contra el lecho de la depresión. La mayor y más continuada movilización de los detritos tiene lugar cuando el pilancón está cubierto por agua. En periodos de estiaje sólo las partículas de menor tamaño y situadas en la parte superior del detrito son movilizadas, y con el tiempo son evacuadas formándose un pavimento de granos que el viento no es capaz de mover. Por tanto, los desgastes observados son producto de la dinámica de las partículas del detrito en periodos en los que el pilancón está encharcado. En los pilancones estudiados, esto sucede durante más de seis meses al año, aunque las partículas no están continuamente en movimiento. Los episodios de viento que generan corrientes suficientes en el agua capaces de dinamizar los depósitos son comunes, pero tienen una frecuencia y continuidad muy irregular. En todo caso, es un proceso esencial ya que genera partículas de tamaño muy pequeño producto del pulido de granos mayores, y sobretodo permiten la reducción del tamaño de los granos que no pueden ser movilizadas por el viento.

La abrasión por impacto es un proceso que se observa con mucha frecuencia en los granos monitorizados. Se han observado dos tipos de impacto distintos. Los primeros son más importantes por su abundancia y capacidad erosiva. Las cicatrices erosivas tienen lugar en vértices y aristas de granos poco redondeados. Las partículas generadas por la colisión dan lugar a fragmentos generalmente angulosos con dimensiones entre 30 y 300 μm en la mayoría de los casos. Las cicatrices de los impactos no parecen tener una morfología determinada, y pueden ser profundas con ángulos agudos, o superficiales y cóncavas. El otro tipo de impactos es poco abundante y tiene poca capacidad erosiva. Son impactos triangulares con dimensiones entre 5 y 20 μm que se desarrollan en mitad de las facetas de los granos. Las reducidas dimensiones de las cicatrices hacen muy difícil su identificación, por lo que es muy probable que el proceso sea más común del que queda registrado. Los importantes procesos que producen la irregularidad y rebajamiento del grano probablemente impidan su conservación o reconocimiento. En todo caso, el tamaño de partículas producido es pequeño y la densidad de impactos en aquellas zonas en las que se ha reconocido no es especialmente elevada, por lo que ha de considerarse un proceso auxiliar que complementa otros tipos de abrasión.

Los impactos de mayor tamaño tienen lugar siempre en las aristas de los granos, lo que indica claramente que el impacto se ha producido por la rodadura del grano y su colisión con otro grano o el sustrato. Este tipo de impacto se ha identificado siempre en partículas con unas dimensiones de arena media o tamaños superiores, por lo que la rodadura o saltación no es probable que se haya producido por la acción del viento. Por lo tanto, nuevamente los procesos de abrasión más significativos tienen lugar en periodos de encharcamiento de los pilancones. Los impactos triangulares de pequeñas

dimensiones son típicos de la acción eólica (p. ej., González Martín, et al., 2007). Se localizan principalmente en facetas en mitad del grano, y zonas con superficies planas. Los impactos eólicos pueden producirse en cualquier punto del grano, pero su conservación sólo tiene lugar en aquellas superficies con menor erosión.

Los procesos de abrasión son cuantitativamente menos importantes para la erosión de la cavidad, pero su existencia es determinante para la progresiva evolución de las cavidades. Los tamaños producidos por la abrasión son por lo general inferiores a 300 μm , partículas de dimensiones que son susceptibles de ser evacuadas de la cavidad por la acción del viento. La progresiva abrasión de las partículas más gruesas, junto con su disolución superficial, son los principales responsables de la disminución del tamaño de grano de las partículas que no pueden ser evacuadas debido a sus dimensiones. Con el tiempo la progresiva disminución de esos granos les permitirá alcanzar tamaños adecuados para ser evacuados, y de este modo el depósito del pilancón no terminará por soterrar la cavidad y hacerla inactiva. Los procesos de abrasión en los detritos son imprescindibles para mantener un equilibrio en el porcentaje de sedimentos acumulados en la cavidad, pero además sus procesos erosivos también afectan al lecho de la depresión. En este caso, el sustrato permanece inmóvil respecto al detrito, por lo que las irregularidades son especialmente sensibles a la abrasión. La falta de precipitados y la notable diferencia en el estado de disolución del lecho debajo de las zonas que estuvieron cubiertas por detrito, parecen indicar que la tasa de meteorización a causa de la abrasión en esta zona es superior a la de la disolución. Sin embargo, no se puede descartar que la presencia del detrito reduzca la tasa de disolución bajo las zonas cubiertas. En función de los datos disponibles no se puede valorar si la abrasión bajo el detrito es más significativa que la disolución en las zonas desprovistas de sedimentos. Las observaciones realizadas tanto en granos minerales como en el lecho, parecen indicar que la suma de los procesos de abrasión produce una tasa media de erosión semejante o ligeramente inferior a la causada por la disolución. En todo caso, la intensidad de los procesos de abrasión es variable en función del grado de exposición de la superficie afectada.

Los procesos biomecánicos no parecen tener una influencia decisiva en la meteorización. Aunque sin duda la presencia de líquenes y musgos puede producir una degradación de la roca (Fry, 1927), también mitigan la acción de otros procesos de meteorización y la intensidad de las variaciones ambientales. Además pueden favorecer la precipitación de capas ricas en sílice (Lee y Parsons, 1999). Los últimos estudios de degradación en rocas graníticas en relación a líquenes tienden a asociar su actividad más con procesos de protección de la roca que de su erosión (Chen et al., 2000; Twidale y Vidal Romaní, 2005). Las observaciones realizadas indican que los detritos contienen abundantes restos de líquenes. En ocasiones los restos orgánicos incorporan fragmentos minerales, lo que sin duda contribuye a la erosión. Sin embargo, parece que la aportación de fragmentos de líquenes se asocia a procesos de cuña, y no tiene relación con la evolución del organismo. Similares consideraciones pueden alcanzarse al evaluar el grado de desarrollo de los líquenes de aquellas partes del pilancón con procesos más dinámicos respecto a zonas con escasos procesos erosivos. La mayoría de los pilancones inactivos presentan una importante cobertera de líquenes que recubre buena parte de su superficie. Esto puede favorecer la preservación de morfologías inactivas durante prolongados periodos de tiempo, permitiendo la coexistencia de formas que fueron elaboradas en periodos muy diferentes.

8.2. Procesos de evacuación del material meteorizado

Una vez que el sustrato del pilancón es erosionado, los productos de la meteorización generados permanecen en la cavidad. Para que un pilancón mantenga su estado activo y no termine soterrándose, los procesos de evacuación del detrito han de alcanzar una tasa similar o superior a la tasa de aportación de partículas. Los pilancones soterrados son casos excepcionales que sólo se encuentran raramente. Además estos ejemplares suelen presentar características especiales, crecimiento anómalo de la cavidad o evolución del bloque en el que se encuentra (crecimiento de fisuras, reorientación de drenajes, basculamiento, etc), que le lleva a tener un mayor aporte de detritos. Las observaciones de campo indican que a excepción de casos asilados, las tasas de evacuación son capaces de mantener un equilibrio con los materiales producto de la meteorización de la roca. Los procesos de evacuación que afectan a los pilancones de diversos ambientes han sido propuestos por la mayoría de autores que presentan un modelo genético. Entre los más frecuentes está la evacuación del material disuelto en el momento en el que el agua desborda la cavidad (p. ej., Branner, 1913; Twidale y Corbin, 1963), la suspensión o arrastre de partículas de pequeño tamaño en los desbordamientos (p. ej., Smith, 1941; Hedges, 1969), y la deflacción del interior de las cavidades (p. ej., Lester, 1938; Frye y Swineford, 1947).

El desbordamiento de los pilancones sucede frecuentemente a lo largo del periodo de lluvias. En los pilancones monitorizados de Hoyo de Manzanares los periodos de mayor pluviosidad coinciden con la mayor abundancia de sílice disuelta. Por lo tanto, la evacuación de los productos disueltos puede llegar a ser muy efectiva. En función de la pluviosidad local y los parámetros concretos de cada cavidad se estima que los pilancones estudiados pueden llegar a desbordar entre 10 y varios cientos de litros de agua al año. Teniendo en cuenta que la cantidad de Si disuelta en los pilancones varía entre 70 y 300 ppm en la época de lluvias ($\sim 0,60-0,17$ mg/L de SiO_2), se estima que podrían haberse evacuado entre 1 y 70 mg de sílice (SiO_2) al año. El resto de elementos principales que tienen origen en la desagregación del granito (Al, K, Na, Ca, así como el Fe en invierno y primavera), suponen en conjunto unas cantidades evacuadas aproximadamente similares a las de la sílice. Estas tasas de evacuación indican la eliminación de un volumen de roca equivalente que puede variar entre ~ 1 y 50 litros en 10 ka, unos valores que se sitúan sólo ligeramente por encima del orden de magnitud a los estimados a partir de las observaciones morfoscópias (0,5-5 litros/10ka). El que la tasa de evacuación de materiales disueltos sea mayor que la tasa de disolución puede estar indicando que efectivamente los valores de disolución podrían estar subestimados como se ha sugerido con anterioridad. A pesar de ello, los errores arrastrados en las estimaciones realizadas son muy elevados y en ambos casos han de tomarse solamente como valores orientativos y no tasas reales. En todo caso, se trata de resaltar que la disolución en los pilancones es del orden de 10^5-10^6 veces más rápida que en otros ambientes con importantes tasas de meteorización química de silicatos (Lasaga, 1984; Schulz y White, 1999).

No todos los elementos principales tenidos en cuenta (Si, Al, K, Na, Ca y Fe) y que son evacuados en solución en el momento del desbordamiento provienen de la disolución del granito. La importante actividad orgánica probablemente favorezca que muchos de los elementos presentes en las aguas se encuentren acoplados, formando complejos orgánicos o incluso geles. En todos los casos, la evacuación del material meteorizado se produce de forma similar al de los elementos disueltos. Por otro lado, las

aportaciones procedentes del agua de lluvia son generalmente despreciables en la época de lluvias cuando desbordan las cavidades. No obstante, hay que tener en cuenta que los elementos no evacuados por desbordamiento provocan la neoformación de minerales o fases amorfas. Por ello, las importantes aportaciones externas procedentes del agua de lluvia (por ejemplo Ca, S y Cl) en periodos de estío han de eliminarse con posterioridad. La precipitación en costras o pátinas puede tener lugar tras la desecación de la cavidad o favorecida por determinadas propiedades hidroquímicas de la solución. La cristalinidad de los minerales es muy baja, y los precipitados forman agregados con partículas de tamaños inferiores a 10 μm . En los periodos de estiaje estas partículas pueden estar a merced del viento, pero cuando el pilancón vuelve a tener agua, parte de estos precipitados puede disolverse nuevamente. Este es el caso del Fe, que alcanza en la solución valores exageradamente altos en invierno y cuya proporción es incongruente con las abundancias del resto de productos de la alteración de la biotita, lo que sugiere la disolución de óxidos e hidróxidos de hierro.

La eliminación de productos de meteorización a causa de desbordamientos no sólo puede producirse en forma disuelta o acomplejada. Las partículas de menor tamaño pueden estar en suspensión en el momento del desbordamiento. El análisis granulométrico de los pilancones estudiados indica que la fracción limo-arcillosa es inferior al 3% en las muestras del total del sedimento. Sin embargo, esta fracción puede alcanzar el 10% en las muestras recogidas a lo largo del año 2005-2006, por lo que potencialmente la eliminación de partículas en suspensión puede llegar a ser un proceso de evacuación significativo. El arrastre de partículas con tamaño arena fuera de la cavidad también es posible debido a la agitación de las aguas en momentos con fuertes vientos. En ocasiones se han observado granos aislados en mitad de las paredes o en las proximidades del exutorio, sugiriendo que este mecanismo de evacuación es viable. La acción externa de animales capaces de arrastrar granos de la cavidad puede tener lugar puntualmente, aunque la recurrencia de visitas a los pilancones de animales para su abastecimiento de agua o su higiene, sigue teniendo un potencial efecto en la evacuación de partículas. Aunque a priori pudiera parecer un proceso sin importancia, el seguimiento continuado de los ejemplares monitorizados ha permitido observar que el sistema es distorsionado por animales con capacidad de evacuar partículas con cierta regularidad. A pesar de ello, este ha de ser un proceso local y no generalizable. Mucho menos probable parece la idea de que las aves puedan utilizar los granos de los pilancones para facilitar su digestión (Hedges, 1969), sobretodo atendiendo a la abundancia de partículas arenosas en la mayoría de ambientes graníticos. Aunque probablemente mucho menos significativo, tampoco se descarta que algún grano pueda ser arrojado fuera de las cavidades debido al impacto de gotas de lluvia en tormentas que tengan lugar en momentos en el que el pilancón carezca de agua.

En los periodos en los que el pilancón permanece seco, la deflacción de los detritos genera sin duda cuantiosas pérdidas de material del interior de la cavidad. El desarrollo de pavimentos en los periodos de estiaje denota que el balance de entrada y salida de partículas en la cavidad es claramente negativo. Los análisis granulométricos realizados sobre el total de la muestra y los materiales recogidos a lo largo del año de monitorización, indican que la selección es considerablemente mayor en el sedimento total, con un mayor porcentaje de gruesos. El 25% de esa muestra de sedimento total tiene en los cuatro pilancones tamaños de grano inferior a 0,5 mm, mientras que en los distintos periodos en los que se ha recogido los detritos, los tamaños inferiores a 0,5 mm representan entre el 25 y el 50% del total recogido. Esto indica una progresiva elaboración del depósito con una

pérdida de sedimento con tamaños inferiores a arena media. Si se asume que los depósitos recogidos a lo largo de la temporada tienden a alcanzar una distribución granulométrica similar a la del sedimento total, las pérdidas por deflacción podrían alcanzar un 25% del total recogido. Esto supondría una tasa anual de pérdida de material por deflacción entre 5 y 10 gramos. Estas estimaciones podrían estar completamente subestimadas, ya que la recogida del detrito de los pilancones se produjo en periodos en los que permanecía seco. Por lo tanto, la acción del viento ha podido retirar parte de las partículas de menor tamaño recogidas, especialmente en la estación estival.

La proporción de material evacuado por deflacción es en consecuencia muy superior a la del resto de procesos de evacuación. Por ejemplo, es tres órdenes de magnitud superior a la estimada para la evacuación de material en disolución. Por lo tanto, se considera que la deflacción es el proceso determinante para la evacuación, siendo el resto de procesos complementarios. Los procesos de meteorización de los sedimentos, aquellos como la abrasión o disolución de los granos minerales, podrían llegar a producir disminuciones de las superficies minerales de entre 2 y 100 μm al año. Con estas tasas de erosión una partícula de 2 mm podría disminuir su tamaño a la mitad en unas pocas décadas. La disminución progresiva permitiría finalmente que alcanzase un tamaño que la permitiese ser evacuada del pilancón por el viento. Por lo tanto, los procesos de disolución y abrasión son esenciales, ya que permiten junto con el viento la progresiva renovación de las partículas meteorizadas. Esta progresiva meteorización y evacuación de los granos es relativamente rápida, como sugieren las tasas de sedimentos recogidos a lo largo del años 2005-2006. Para que las cavidades estudiadas mantengan un equilibrio en la cantidad de sedimentos, el reciclado de las partículas de los pilancones ha de producirse en periodos entre 10 y 45 años si sólo se tiene en cuenta la cantidad de material recogida en un año. Si además se tiene en cuenta la diferencia de selección debida a la deflacción entre las distribuciones del sedimento total y las del año de monitorización, el reciclado del detrito podría realizarse en periodos entre 30 y 60 años.

8.3. Modelo genético y relación entre los procesos de meteorización y la morfología

El seguimiento de los pilancones monitorizados, así como la observación de miles de ejemplares, ha permitido establecer un modelo genético basado en un amplio conocimiento de los procesos, las morfologías y sus estados evolutivos. La dinámica actual de meteorización y las tasas de crecimiento que han podido estimarse a partir de los experimentos realizados, son complementadas con las observaciones de multitud de pilancones y las deducciones de los análisis morfométricos realizados en zonas con cronologías rigurosamente establecidas. Como resultado, el modelo propuesto tiene en cuenta su dinámica, pero también la evolución de la forma. Los procesos de meteorización propuestos se basan principalmente en las observaciones realizadas en los ejemplares monitorizados, por lo que se asume que otras regiones sujetas a contextos diferentes pueden implicar otros procesos más relevantes y que no hayan sido incluidos, así como tasas ligeramente diferentes.

El desencadenante principal de la formación de pilancones es la acumulación de agua en una depresión. Para ello se requiere un sustrato rocoso, una superficie horizontal o con pendientes moderadas que no favorezca la escorrentía, una irregularidad inicial del terreno que permita la acumulación del agua, y por supuesto aportes de agua al menos

durante parte del año. Por ejemplo, en las zonas desérticas alejadas de la costa de Namibia, con precipitación por debajo de los 40 mm anuales y muy baja humedad ambiental, no se han encontrado pilancones. En cambio, en zonas con mayores precipitaciones, o afectadas por nieblas costeras, se desarrollan pilancones de dimensiones métricas (Goudie y Migón, 1997). La irregularidad inicial puede ser milimétrica, como la erosión diferencial de un conjunto de granos, o puede ser una amplia depresión de varios metros de extensión. En esta etapa inicial la cavidad carece de exutorio, y en principio los límites de la depresión tienen una altura media similar.

Una vez que el pilancón tiene capacidad para acumular agua, los procesos de meteorización comienzan a ser mucho más efectivos que en el resto de la superficie que le circunda. La cavidad puede ser colonizada por diferentes organismos, entre los que las algas tienen una importancia fundamental debido a que realizan la fotosíntesis. Los procesos de meteorización química son esenciales en los procesos erosivos, y entre ellos la disolución es el que más efectivo. La disolución de silicatos se produce de forma relativamente rápida por las variaciones de pH. En primer lugar porque se pueden alcanzar valores de pH básicos a causa de la fotosíntesis, pero también por el amplio rango de los valores de pH debido a los ciclos diarios de fotosíntesis-respiración/putrefacción. Este amplio rango de pH es consecuencia de la densidad de algas en función del limitado volumen de agua que ocupan. Otros factores que pueden ser determinantes en la reducción de la solubilidad de silicatos, son la existencia de ácidos orgánicos en la solución a causa de la actividad orgánica, así como la presencia en el agua de elementos producto de la disolución mineral o de los aportes del agua de lluvia. La disolución tiene lugar en todos los minerales, y afecta a toda su superficie, pero puede desarrollar una meteorización preferencial a favor de los límites e imperfecciones cristalinas. La progresión de la disolución en los límites cristalinos es determinante ya que rocas como el granito pierden su cohesión con porosidades entre el 5 y el 10% (López, Ruiz, et al., 2002; Alcalde y Villegas, 2003), por lo que no es necesario disolver la totalidad del mineral para aumentar el volumen del pilancón. Otros procesos como la hidrólisis permiten la alteración mineral y su progresiva descomposición, especialmente en los filosilicatos y feldespatos. Procesos como los de oxidación y reducción son habituales pero tienen efectos más reducidos en la alteración del sustrato.

Los procesos de meteorización física son muy efectivos y determinan el mayor volumen de material erosionado en la cavidad, especialmente aquellos relacionados con el efecto cuña. El aumento de la porosidad debido a la disolución, y la mayor alteración de algunos silicatos debidos a la hidrólisis, permiten el aumento de la porosidad e incrementan el potencial en la meteorización debido a la cristalización de hielo y minerales en la porosidad. La crioclastia y el hinchamiento de minerales de la arcilla son los responsables principales de la desagregación de las paredes y en parte el lecho del pilancón. El volumen de material erosionado por estos procesos es sustancialmente mayor al del resto de procesos de meteorización. En los pilancones que albergan detritos en su interior, la abrasión producida por el movimiento de los granos dentro de la cavidad es importante. Los granos sufren un rápido desgaste, principalmente en los periodos en los que la cavidad contiene agua, pero la mayor erosión tiene lugar en el lecho de la cavidad. Los pilancones que albergan una fina capa de detrito, registran menos efectos de la disolución bajo dicha cobertera, por lo que la profundización de la cavidad aumenta por la disolución, los efectos de la abrasión, y en menor medida por el crecimiento de cristales en las zonas más expuestas a la desecación.

Una vez que el sustrato ha sido meteorizado, los productos de la alteración quedan en el interior de la cavidad, y han de ser evacuados. Aquellos productos que han quedado en disolución (o acomplejados) después de los efectos de la disolución o hidrólisis, pueden ser evacuados en los desbordamientos durante los periodos de lluvia o por la acción de la agitación de las aguas a causa del viento. El material en solución que no es evacuado cuando el pilancón se deseca precipita en forma de minerales o fases amorfas, y podrá ser disuelto y eliminado en sucesivos desbordamientos. Al desbordar el agua de la cavidad también puede evacuar partículas en suspensión, o en algunos casos arrastrar granos de arena movilizados por la agitación debida al viento sobre la superficie del agua. Sin embargo, el proceso con mayor efectividad en la retirada de material meteorizado es la deflacción. Una vez que el pilancón se ha secado, los detritos y los minerales precipitados pueden ser movilizados por el viento y desplazados fuera de la cavidad. Los procesos de deflacción generan pavimentos en los sustratos detríticos durante periodos de estiaje, y eliminan las partículas de menor tamaño. El balance de aportes y pérdidas de sedimentos en la cavidad mantiene un equilibrio o es claramente negativo, como demuestra la ausencia generalizada de pilancones soterrados. Los procesos de disolución y abrasión son esenciales en las partículas de mayor tamaño del detrito, ya que permiten la progresiva disminución del tamaño de grano, hasta alcanzar dimensiones que les permitan ser evacuados por la acción eólica. Otros procesos de menor importancia incluyen los impactos de las gotas de lluvia en momentos de estío, así como la actividad animal o la antrópica, que pueden tener una gran importancia, aunque con un carácter puntual.

La monitorización de varios pilancones bien desarrollados en Hoyo de Manzanares ha permitido no sólo la identificación de los procesos de meteorización que afectan a las cavidades, sino también realizar algunas estimaciones aproximadas acerca de las tasas de erosión. Estos pilancones podrían llegar a profundizar al menos entre 5 y 50 centímetros en 10 ka por los efectos de la disolución o la abrasión. Los efectos del crecimiento de cristales en la porosidad intermineral afecta sobretudo a las paredes y al exutorio, pero en menor medida también al lecho de la cavidad. Sus tasas de erosión podrían implicar la generación de pilancones de entre 70 y 150 litros de capacidad en 10 ka. Estas estimaciones arrastran un importante error y han de leerse de forma muy cautelosa y sólo de forma orientativa. En cualquier caso, sugieren que pilancones de grandes dimensiones pueden llegar a ser formados en unos pocos miles de años. Estas observaciones coinciden con las tasas de crecimiento reconocidas en pilancones desarrollados en zonas con una cronología bien establecidas a lo largo de este trabajo. Efectivamente, la inmensa mayoría de los pilancones presentados tienen edades inferiores a los 15 ka, y los volúmenes y profundidades alcanzadas son similares a los propuestos por las estimaciones. La correlación de subpoblaciones entre distintas estaciones sugiere que la inmensa mayoría de pilancones activos que se han incorporado en este trabajo comenzaron su formación con posterioridad a la última glaciación.

También se ha observado que las tasas de erosión no son constantes en pilancones de diversas localidades, e incluso entre diferentes pilancones de una misma estación. El análisis morfométrico ha dejado en evidencia que las diferencias litológicas y microclimáticas pueden ser determinantes para la velocidad de los procesos de meteorización. Los pilancones pueden ser más anchos o más profundos independientemente de la edad y en relación a factores climáticos y litológicos que afectan las tasas de erosión. Por lo tanto, un análisis estadístico de pilancones no debe en ningún caso mezclar ejemplares de diversos contextos litológicos o de diferentes alturas. Incluso dentro de un mismo plutón,

las morfologías desarrolladas sobre sustratos con distintos grados de alteración puede dar lugar a tasas de alteración diferentes como ha sugerido el análisis morfométrico en Serra da Estrela. Además, la posibilidad de que varíen las características bióticas entre cavidades es mayor al aumentar al distanciarse su contexto, lo cual podría llegar a ser fundamental en la evolución hidrodinámica. Las variaciones morfológicas de una cavidad también pueden afectar muy significativamente a sus tasas de erosión. De este modo, las características iniciales de una cavidad o sus peculiaridades en el contexto geomorfológico o litológico pueden determinar distintas tasas de meteorización. Las diferencias morfológicas entre el pilancón P3 respecto al resto de ejemplares estudiados parecen ser la causa del mayor rango en los valores de pH, que podría generar las mayores tasas de disolución, lo que determina la menor proporción de detritos acumulados. Por otro lado, se ha podido comprobar que pilancones pertenecientes a una misma subpoblación tienen un amplio rango morfológico, no siendo necesariamente los pilancones más grandes los más antiguos, ni viceversa.

A pesar de la complejidad de las variables que afectan las dimensiones de la cavidad, se ha podido comprobar que para pilancones de una misma subpoblación, el ratio de profundidad presenta una elevada dependencia en aquellas cavidades sometidas a desbordamientos periódicos. Tanto en el lecho de la cavidad como en el exutorio, la disolución es un proceso fundamental. La presencia de una fina cobertura de detrito no parece implicar tasas de erosión muy diferentes, ya que no hay diferencias morfológicas entre pilancones con y sin detrito. Los detritos causan meteorización por abrasión, pero disminuye la influencia de la disolución, y las tasas de erosión generales no parecen distinguibles. Por su parte, el exutorio permanece menos tiempo bajo el agua que el lecho de la depresión, aunque el efecto de la adsorción permite que la humedad persista durante prolongados periodos a pesar de no producirse desbordamientos. La química de las aguas que afectan al exutorio y el lecho han de tener unas propiedades hidroquímicas similares, por lo que la tasa de disolución puede ser semejante. No obstante, el exutorio al estar húmedo y no inundado durante más tiempo que el lecho es susceptible de ser afectado con mayor frecuencia por los procesos de crecimientos de cristales (hielo y minerales) en la porosidad intercrystalina. En consecuencia, su erosión es probable que sea similar o mayor a la del lecho del pilancón.

No se ha observado una tendencia evidente en la disminución (ni aumento) del exutorio entre subpoblaciones con ratios de profundidad más elevados. Esto puede significar que no existe una relación progresiva que implique la disminución de la altura del exutorio según el grado evolutivo del pilancón. Pero en una subpoblación la variabilidad en la altura de los exutorios es muy elevada. La existencia de un posible gradiente con la edad, puede dar lugar a variaciones morfológicas muy inferiores al rango de la altura de exutorios para una subpoblación concreta. A este respecto, son interesantes las observaciones de morfologías inactivas. Un pilancón queda inactivo cuando es incapaz de retener agua en su cavidad. Esto puede suceder por el vuelco de la depresión, la aparición de fisuras abiertas en el lecho, la destrucción de las paredes que limitan la cavidad, o por paulatino rebajamiento del exutorio. Los pilancones que alcanzan un drenaje exorreico a su depresión por progresiva erosión del exutorio, son uno de los casos más frecuentes por los cuales un pilancón puede quedar inactivo. No se puede descartar que estas cavidades hayan sufrido algún proceso particular, aunque en general parece que representan el estado final de aquellos pilancones que no han sido destruidos por procesos ajenos a la propia evolución de la morfología (fisuras, etc).

Una vez que el pilancón pierde su capacidad de retención de agua queda inactivo. La depresión puede ser colonizada por líquenes si carece de detrito alguno, o por musgos e incluso vegetación de portes muy diversos en función del detrito acumulado. En todo caso la morfología proseguirá su meteorización, aunque bajo procesos muy distintos y tasas de erosión generalmente mucho más reducidas. Esto permite la convivencia de pilancones inactivos con otros con una dinámica actual, pudiendo ser formas que distan decenas o cientos de miles de años desde su formación. Incluso si los tamaños de cavidades activas e inactivas son similares, debido a las diferencias de las características iniciales de cada depresión, así como a las tasas de erosión que pueden ser muy distintas, los pilancones pueden tener edades completamente diferentes. Por ello es común que en parajes graníticos sometidos a prolongados periodos de meteorización, los pilancones inactivos sean más frecuentes que aquellas morfologías activas, ya que una vez que pierden su capacidad de retener agua, su desaparición definitiva va a ser por lo general mucho más lenta.

9. IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

9.1. Registro de información paleoambiental

Los pilancones son formas erosivas cuya morfología registra la actividad de los procesos de meteorización responsables de su formación. Estas cavidades tienen una tasa de formación mucho más rápida que la del terreno que le circunda, lo que genera una erosión diferencial que permite la profundización y ensanchamiento de la depresión. La progresiva meteorización del terreno sobre el que se desarrolla, la destrucción de la cavidad por su paulatino crecimiento, o su interferencia con pilancones próximos, terminarán por degradar la morfología haciéndola inactiva y finalmente borrando cualquier rastro de su existencia. No obstante, mientras permanezca activa, en sus paredes pueden quedar registradas variaciones en la intensidad de los procesos de alteración del sustrato. Este es el caso de los pilancones con paredes que muestran un perfil complejo y varias fases de actividad. Además, algunos de los rasgos morfológicos de la depresión no son casuales, y las dimensiones o ratios de algunos de sus parámetros registran información acerca de la efectividad de los procesos de alteración. Por ejemplo, en el estudio de estaciones a distintas cotas para un mismo plutón los promedios de diámetros máximos son mayores a menor altitud. Esto indica que la intensidad relativa de unos procesos respecto a otros está condicionada por factores microclimáticos, por lo que variaciones en el clima podrían causar cambios en la morfología de los pilancones.

La información capaz de ser registrada por un pilancón está siempre referida a los procesos de erosión de la cavidad, pero su relación con el entorno en el que se sitúa, o su evolución en el tiempo, puede ser un interesante indicador de diversos acontecimientos paleoambientales. Una de las aplicaciones más comúnmente referida en la bibliografía es su uso como indicador cronológico relativo (p. ej., Matthes, 1930; Nesje y Dahl, 1990; Hall y Phillips, 2006). En este caso los pilancones son usados para estimar la edad de la superficie sobre la que se sitúan (Dahl, 1966; Vidal Romaní, et al., 1997), o para valorar la intensidad de los procesos de meteorización en dicha superficie (Samuelsson y Werner, 1978; André, 2002). En cualquiera de estos casos no se llegan a diferenciar pilancones de diversas fases evolutivas, y el rasgo más interesante es el valor máximo alcanzado por algunos parámetros. La profundidad máxima suele ser el dato de referencia para valorar el grado de alteración, pero en ocasiones el volumen o algún ratio morfológico puede ser tenido en cuenta (p. ej., Uña y Vidal Romaní, 2000). La mayoría de trabajos que relacionan los pilancones con la cronología se centran en el campo de la geomorfología, pero su aplicación también se ha empleado en el ámbito de la arqueología (Lageat et al., 1994; Sellier, 1997).

Los pilancones pueden ser interesantes indicadores del basculamiento de las superficies en las que se desarrollan. Si los basculamientos son muy pronunciados, como en el caso de los vuelcos, lo más común es que la cavidad quede inactiva al no poder retener agua. Pero si el basculamiento implica solamente unos grados de inclinación, la depresión puede reestructurarse y continuar su crecimiento. En este caso, los procesos de meteorización generan variaciones morfológicas significativas, pudiendo conservarse vestigios de la morfología previa al basculamiento. Una de las huellas más representativas para reconocer basculamientos, es el encajamiento del pilancón en sí mismo cuando deja colgado un nivel con una pendiente inclinada respecto a la desarrollada con posterioridad. En estos casos hay que evaluar la posibilidad de que el lecho del pilancón en la fase previa pudiera tener un lecho completamente plano o cóncavo, para cuantificar o poder descartar

el basculamiento. Otros indicadores implican la existencia de más de un exutorio. Al cambiar el punto de altura mínima del borde de la depresión se genera otro punto de desagüe que con el tiempo generará un nuevo exutorio. También suelen aparecer un zapamiento selectivo hacia la pared en la que se acumula el agua. Los efectos del basculamiento son muy sencillos de evaluar en pilancones volcados, pero su identificación puede llegar a ser compleja en bloques ligeramente inclinados. En estos casos es imprescindible la identificación de varios pilancones pertenecientes al mismo bloque, y que hayan sufrido un proceso de basculamiento en el mismo sentido. No todos los pilancones tienen por que registrarlo, ya que puede haber ejemplares desarrollados con posterioridad al evento, o bien los procesos erosivos han podido destruir los restos morfológicos previos.

La aplicación paleoambiental de los pilancones como indicadores de la estabilidad horizontal de una superficie puede ser interesante en diversos ámbitos. En principio, se pueden usar como indicador cronológico del cambio de posición del bloque. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la modificación de la posición original de una cavidad puede implicar su inactividad. Como consecuencia, la tasa de alteración sería completamente distinta a partir del evento. Aunque el pilancón no quedara inactivo, se van a producir una serie de alteraciones de sus parámetros morfológicos, lo que resta fiabilidad a la evaluación de su grado evolutivo. Por lo tanto, hay que tener en cuenta que su valor cronológico está limitado respecto a las cavidades que han permanecido continuamente activas bajo unas condiciones estables de su superficie. Por ello, el valor cronológico más interesante lo proporcionan aquellos pilancones del mismo bloque desarrollados con posterioridad al evento de basculamiento. Este tipo de estudio puede aplicarse a movimientos de ladera recientes, aunque no se conocen trabajos al respecto. Sin embargo, una de las aplicaciones más interesantes esta relacionada con la neotectónica, al reconocer el basculamiento de pilancones en bloques limitados por fallas (Domínguez Villar, 2002).

La relación de pilancones con el clima ha sido sugerida por diversos autores. Wilhelmy (1958) relacionaba la formación de pilancones con regiones húmedas y templadas. Bremer (1965) considera que los pilancones encontrados en Ayers Rock, Australia, deberían haberse formado mayoritariamente bajo un clima tropical mucho más lluviosos que el actual. Sin embargo, Smith y Albritton (1941) rechazan la idea de poner límites climáticos para la formación de esta morfología. Algunos pilancones como los pits parecen ser más comunes en regiones semiáridas (Twidale, 1982; Bayly, 1999), aunque también se encuentran en regiones húmedas (Bakker, 1960). Hall y Phillips (2006) restringen la formación de pilancones en un área montañosa de Escocia a periodos interglaciales, aunque en este caso se debe a la presencia de condiciones glaciares en periodos glaciales. La aparición de pilancones en regiones tan dispares como los polos, zonas templadas-húmedas, semiáridas, e incluso desérticas, parece indicar que el único requisito climático para la formación de pilancones es un abastecimiento mínimo de agua (Goudie y Migón, 1997). Tampoco parece que exista a priori una distinción evidente entre la morfología de pilancones en distintos climas. Así lo sugieren la mayoría de los pilancones medidos en las zonas áridas de California que han sido incorporados en este estudio.

Sin embargo, en este trabajo se ha demostrado que el clima esta afectando las dimensiones concretas de los pilancones, y no solamente por los resultados de los diámetros máximos a distintas alturas. La existencia de pilancones con varias fases, indica la existencia de periodos en los que los pilancones se vieron afectados por procesos de

meteorización más intensos. El número de fases reconocidas en pilancones es en todos los casos fiables igual o inferior a la subpoblación a la que pertenecen. Esto es una prueba más que valida la hipótesis de que los pilancones pertenecientes a subpoblaciones con valores de delta mayores son más antiguos. Pero también indica que la formación de las subpoblaciones puede tener alguna relación con periodos en los que las intensidades de los procesos de meteorización eran distintas. Sin duda las variaciones en el clima son las principales moduladoras de los procesos de meteorización. Por ello, a pesar de que a priori no parece haber grandes variaciones morfológicas en regiones con distintos climas, esto no significa que los cambios en el clima no puedan quedar registrados en la historia evolutiva de una población de pilancones.

9.2. La frecuencia en el ratio de profundidad y su relación con los cambios del clima

A lo largo del presente trabajo se ha podido diferenciar la existencia de múltiples subpoblaciones dentro de una misma estación. Los pilancones pueden ser separados en función de su ratio de profundidad en el caso que las distribuciones muestren poblaciones complejas, o mixtas. En la distribución general se puede apreciar como se distinguen agrupaciones de cavidades con relaciones de profundidad semejantes, mientras que otros valores del ratio apenas cuentan con ejemplares. Se ha planteado que el ratio de profundidad puede tener una relación con el tiempo desde la formación del pilancón, aunque se ha demostrado que otros factores como el microclima afectan los valores absolutos registrados por este valor. A la hora de realizar el análisis morfométrico de pilancones, se asume que las cavidades incorporadas en las mediciones han permanecido en crecimiento constante desde su momento de formación. Si algún ejemplar dentro de la estación de medida presenta indicios de haber estado inactivo no será incorporado en la base de datos. Entonces, ¿qué significado tiene la existencia de subpoblaciones?. ¿Por qué el registro no es continuo, sino que presenta agrupaciones de valores?

Los procesos de meteorización que afectan a un pilancón no van a cesar hasta que el pilancón pierda su capacidad de retener agua. Incluso al dejar de ser activo como pilancón distintos procesos de meteorización continúan, aunque su tasa de degradación por lo general es muy inferior. La intensidad de los procesos de meteorización que tienen lugar en un pilancón activo, o la eficacia relativa de unos en relación a otros puede variar. Sin embargo, estos cambios no parecen quedar registrados más que en unos pocos ejemplares que preservan varias fases de degradación en sus paredes. En la distribución del ratio de profundidad, lo que se registra es la formación de nuevos pilancones. Los periodos en los que se forman nuevos pilancones pueden coincidir con etapas de mayor meteorización de las cavidades existentes, pero no tiene por que existir esa relación necesariamente. Por lo tanto, la mayor frecuencia de pilancones en una subpoblación no indica una etapa en la que los pilancones crecieran más, sino un periodo de tiempo en el que las condiciones de meteorización favorecieron el crecimiento de nuevos pilancones. De este modo, según las distribuciones del ratio de profundidad en las distintas estaciones, aunque el crecimiento de las cavidades sea continuo y el ratio continúe aumentando desde el momento de su formación, la creación de nuevos pilancones se produce solamente bajo unas condiciones favorables en periodos de tiempo determinados. En una estación concreta la litología no varía, tampoco lo hacen la altitud u otros factores de los que los pilancones puedan depender, por lo que parece que el clima es la única variable que

puede cambiar, condicionando la formación de nuevos pilancones. Para valorar si las variaciones en el clima podrían ser la causa de la formación de pilancones, y que tipo de condiciones climáticas favorecerían la proliferación de cavidades, se han comparado los registros de pilancones de aquellas estaciones con un mejor control cronológico con registros paleoclimáticos próximos al área de estudio.

9.2.1. Registro de Big Stone

Minnesota es conocido en Estados Unidos de Norteamérica por ser el estado de los mil lagos. Allí el estudio sedimentológico y geoquímico de este tipo de ambientes tiene una gran tradición, y la información obtenida a partir de sondeos lacustres se encuentra entre las mejores fuentes de registro paleoclimático de la región. Este es el caso del Lago Elk, cuyo registro holoceno se encuentra entre los mejores del mundo. El Lago Elk (47°10'N; 95°10'W) se sitúa a 250 km al NW de Big Stone, en las inmediaciones del nacimiento del Río Mississippi (Fig. 3.6). Tiene menos de 30 metros de profundidad y cuenta con una extensión inferior a 1km². El agua del lago proviene de la precipitación y las aguas subterráneas, con una entrada minoritaria de aguas de circulación superficial. En la parte más profunda del lago el registro está laminado a lo largo de prácticamente todo el Holoceno, lo que le procura una excelente cronología con resolución anual para los últimos 10,4 ka (Anderson, 1993; Anderson et al., 1993). La conservación de las varvas es posible ya que el lago presenta un hipolimnion anóxico durante parte del año, lo que preserva el fondo de la bioturbación. La composición del registro se compone de materiales endógenos: calcita, sílice biogénica, materia orgánica, oxi-hidróxidos y fosfatos. Las láminas vienen marcadas por la precipitación de una capa clara de calcita durante la estación de verano. Ya que no existen cursos fluviales que entren al lago, los componentes siliciclásticos provienen básicamente de la deposición eólica, al igual que el polen. El lago tiene registros paleoclimáticos basados en el estudio de diferentes indicadores de sus sondeos: mineralogía, sedimentología, geoquímica de elementos mayoritarios, isótopos estables, diatomeas, ostrácodos, polen, grosor de láminas, etc (Bradbury y Dean, 1993).

Uno de los indicadores utilizados es el la cantidad de sodio (Na) contenido en los sedimentos. El origen del Na se ha relacionado con la lixiviación de dicho elemento tras la hidrólisis de plagioclasas en la región. La interpretación paleoclimática sugiere que una mayor meteorización química está relacionada con una mayor pluviosidad (Dean et al., 1994, 2002). Por lo tanto, mayor concentración de Na indica periodos de meteorización química más intensa y en consecuencia mayor precipitación. La elección del registro del Na es doblemente interesante, ya que no sólo indica las variaciones en la precipitación, sino que directamente aporta información sobre la meteorización química de los feldespatos. La comparación de los registros del Lago Elk y el registro de pilancones de Big Stone presenta notables similitudes (Fig. 9.1).

Los pilancones de Big Stone pudieron comenzar su formación entre 13,5 y 9 ka, pero con mayor probabilidad a partir de 10,5 ka. En ese periodo se han registrado tres fases de formación de nuevos pilancones, con unos valores de dispersión muy diferentes en todos los casos. El registro del Lago Elk muestra tres mínimos muy marcados en la concentración de Na, indicando periodos de baja meteorización química y precipitación. La figura 9.1 incluye un sondeo adicional localizado en la margen del lago, que replica el registro del centro del lago en sedimentos varvados, y que alcanza una cronología ligeramente superior, hasta los 11,9 ka BP. Se han identificado con tres rectángulos grises

los periodos de baja meteorización química en el registro del Lago Elk. El rectángulo correspondiente a la cronología más reciente se ha limitado al periodo anterior a la Pequeña Edad del Hielo. Esto se debe a que en ninguna de las estaciones con control cronológico que han sido analizadas, se han reconocido pilancones con las dimensiones necesarias para ser medidos y que iniciasen su formación en un periodo de tiempo posterior al comienzo de dicho periodo. Por lo tanto, no se espera tener formación de nuevos pilancones correspondientes a dicho intervalo temporal. El comienzo del LIA en el registro del Lago Elk (Cannon et al., 2003) ha sido delimitado por una línea vertical discontinua.

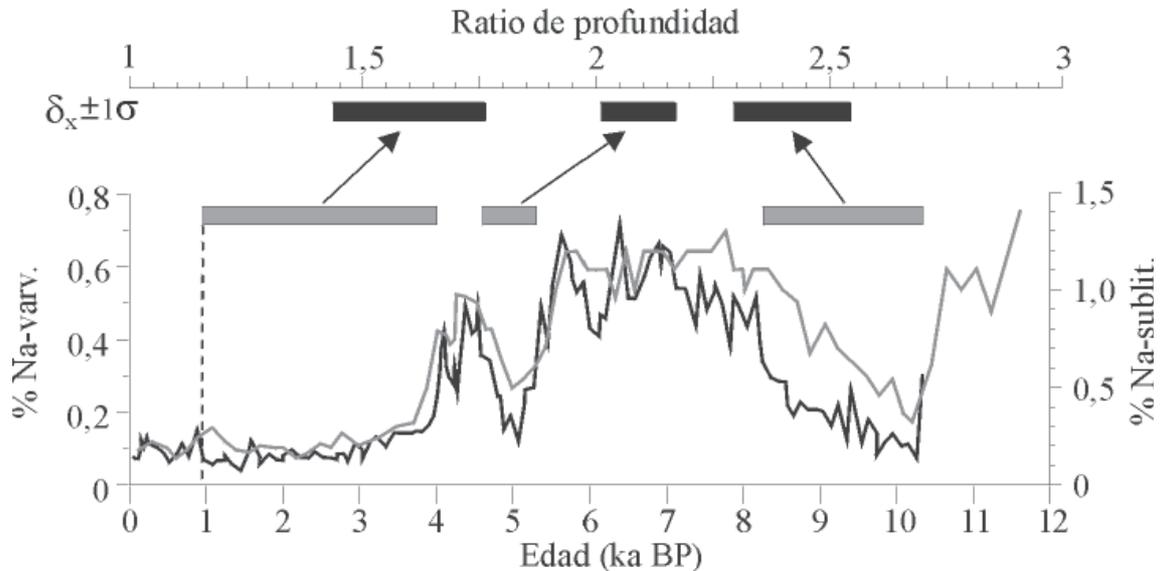


Figura 9.1. Relación de los pilancones de Big Stone con el registro paleoclimático de Na en el Lago Elk, Minnesota. El registro de pilancones ha sido representado por los valores de delta de cada una de las subpoblaciones identificadas, con una dispersión de dos desviaciones estándar ($\pm 1\sigma$). El registro de Na del Lago Elk en las facies varvadas del centro del lago (línea negra) y en las facies sublitorales (línea gris), proviene de la lixiviación generada tras la hidrólisis de feldespatos sódicos en la región. Valores más altos Na han sido interpretados como mayor meteorización química causada por una mayor pluviosidad regional (Dean et al., 1994, 2002).

Los rectángulos negros de la figura 9.1 representan los valores de delta de cada una de las subpoblaciones distinguidas en BS y su dispersión, siendo su longitud equivalente a dos desviaciones estándar. Atendiendo a la relación del valor de delta con el tiempo, una mayor dispersión en una subpoblación indicaría un periodo de formación de nuevos pilancones mas prolongado. No obstante, la precisión de las mediciones y factores aleatorios pueden también influir en el significado de la dispersión. Al comparar los rectángulos negros y grises, ambos registros parecen tener una gran similitud, no sólo por representar el mismo número de periodos, sino por la aparente semejanza de su duración. Los pilancones de Big Stone parecen tener una historia de meteorización similar a la acontecida en el Lago Elk. Si el ajuste propuesto fuese correcto esto indicaría que la formación de nuevos pilancones tendría lugar en periodos secos y con menor meteorización química. Esto no es de extrañar teniendo en cuenta el clima de la región. Los productos de la meteorización química que llegan al lago son el resultado de una alteración generalizada por la corrosión de extensas superficies causando el rebajamiento de microrelieves o irregularidades de la roca. Por el contrario, la crioclastia es la causante de un picoteado diferencial con dimensiones suficientes para poder retener algo de agua en una irregularidad. Los ciclos de hielo deshielo tienen lugar en primavera y otoño,

cuando el sustrato esta en buena medida todavía cubierto de nieve. Años más húmedos implican mantos de nieve más potentes y duraderos, por lo que los efectos del hielo-deshielo son mitigados bajo la cobertera nival. En años secos, la capa de nieve es menos gruesa y duradera, por lo que la roca se ve afectada por mayor número de ciclos de hielo-deshielo. Es por esto que en periodos secos la crioclastia puede ser más efectiva y generar irregularidades donde el agua pueda acumularse. Una vez que se forma una pequeña depresión endorreica, la meteorización química y física se retroalimentan y comienza el desarrollo de la morfología.

El buen ajuste del registro del Lago Elk con los pilancones de Big Stone sugiere que la precipitación es en este caso el factor fundamental para la formación de nuevos pilancones. Sin embargo, no se descarta que la temperatura pudiera también tener un papel significativo. Tras la deglaciación, la temperatura en la región parece haber sido fría hasta hace 8 ka (Hu et al., 1997; Cannon et al., 2003). En ese momento se produjo una mejora térmica que se prolongó hasta los 4 ka, tras la que se establecieron nuevamente unas condiciones más frías (Doral et al., 1992; Cannon et al., 2003; Nelson et al., 2004). Los pilancones de δ_2 , parece que pudieran haberse formado en el periodo con temperaturas medias más elevadas, según la correlación sugerida en la figura 9.1. Esta subpoblación contiene el 25% de los ejemplares, a pesar de que según la correlación deberían haberse formado en unos pocos cientos de años. Por lo tanto, la tasa de formación de pilancones podría ser superior en periodos más cálidos. En cualquier caso, la comparación de la frecuencia de pilancones y registros paleoclimáticos de Minnesota tiene un buen ajuste, lo que permite valorar el factor climático como determinante para la formación de nuevas cavidades.

9.2.2. Registro de Djupvasshytta

En el SW de Noruega los mejores registros paleoclimáticos continentales a lo largo del Holoceno provienen del estudio de lagos, así como su comparación con las variaciones de los frentes glaciares que les circundan. Dado que en las regiones montañosas del SW del país existen en la actualidad numerosos glaciares, uno de los indicadores más relevantes en la relación entre las precipitaciones y la temperatura es la elevación de la línea de equilibrio glaciar (ELA). Las variaciones de la ELA (equilibrium line altitude) muestran cambios en la altitud a la que se localiza la línea de equilibrio en el balance de masa del glaciar; que separa las zonas de acumulación y ablación. Esta línea se asemeja a la altitud de nieves perpetuas, y sus cambios de altitud dependen tanto de variaciones en la temperatura media anual, como de la precipitación en la temporada invernal (Bradley, 1985). Este tipo de reconstrucciones se basan en la comparación de las condiciones actuales del glaciar con los registros obtenidos a partir de indicadores paleoclimáticos, principalmente provenientes de los lagos de sobrecavación situados aguas abajo de las lenguas que descienden de los glaciares. A partir de este indicador se pueden llegar a estimar las variaciones en las precipitaciones invernales. Ya que la precipitación invernal va a ser determinante para estimar la cobertera nival y el grado de exposición de los pilancones, este indicador parece ser muy interesante para compararlo con el registro de pilancones de Djupvasshytta.

Este tipo de indicadores paleoclimáticos se ha llevado a cabo en varios de los grandes glaciares del SW de Noruega (Dahl y Nesje, 1994, 1996), resultando en todos los casos registros muy similares. Sin embargo, el mayor glaciar continental de Europa

excluyendo a Islandia es el de Jostedalsbreen. Las curvas propuestas para la evolución de la ELA a lo largo del Holoceno en este macizo se han ido perfeccionando, y en la actualidad sus variaciones son bien conocidas (Liestøl, 1969; Nesje et al., 1991; Nesje, 2002). Los estudios más interesantes para la comparación con la estación de DJ provienen de la curva de paleoprecipitación estimada en el macizo de Jostedalsbreen, y las variaciones de la ELA del Flatebreen a partir de un pequeño lago situado a 1001 msnm (Nesje et al., 2001). El Flatebreen es una pequeña lengua glaciar que desciende en el SW del Myklebustbreen, un glaciar de montera anexo al macizo de Jostedalsbreen en su vertiente oceánica. El lago a partir del cual se han elaborado los registros, Jarbuvatnet (61° 40'N; 6° 47'E), dista 1,4 km de la terminación del glaciar actual, y 500 metros de las morrenas del LIA. La vertiente oceánica del macizo de Jostedalsbreen tiene unas condiciones climáticas muy similares a las de la estación de Djupvasshytta, la altitud del lago Jarbuvatnet es equivalente, y ambos emplazamientos distan menos de 50 km, por lo que la comparación del registro paleoclimático del Jostedalsbreen con el de DJ parece apropiada.

El registro de paleoprecipitación invernal a lo largo del Holoceno muestra notables variaciones, con precipitaciones que se sitúan por debajo de la mitad y próximas al doble de las existentes en la actualidad (Fig. 9.2). Las variaciones de la ELA muestran como la extensión de los glaciares fue mínima en el Holoceno medio, y que los avances del Flatebreen al final del Holoceno fueron casi tan importantes como los que tuvieron lugar al principio del Holoceno, inmediatamente después del evento de Erdalen 9,9-10,3 ka BP (Nesje et al., 1991). La exposición de los glaciares oceánicos es mucho más sensible a la precipitación invernal que aquellos que se sitúan cada vez más alejados del mar o al abrigo de otras montañas (Nesje, 2002). Por ello, aunque la ELA pueda considerarse en cierto modo un indicador de la temperatura, en el caso de Flatebreen también la precipitación invernal tiene una considerable influencia.

En el registro de paleoprecipitaciones invernales de Jostedalsbreen se pueden identificar con facilidad cuatro mínimos. La disminución de precipitaciones al inicio del registro tiene un mínimo muy marcado que coincide con el evento de Erdalen. Tras este mínimo, la precipitación invernal tuvo un paulatino aumento hasta aproximadamente los 7,5 ka BP. El aumento de la precipitación inmediatamente después del evento Erdalen pudo ser muy elevado (Nesje et al., 2001), o por el contrario un progresivo aumento a lo largo de varios miles de años (Nesje et al., 2000; Seierstad, et al., 2002). En la figura 9.2 se han señalado con rectángulos grises los cuatro mínimos en la precipitación invernal registrados en la región de Jostedalsbreen. La duración del episodio de menor precipitación más antiguo puede ser variable en función de las distintas interpretaciones efectuadas por los propios autores que construyen la curva de paleoprecipitación. En consecuencia, se ha dibujado un rectángulo discontinuo más allá del mínimo del evento de Erdalen, y no se ha presentado una terminación concreta, lo cual se indica con una flecha.

En el registro de DJ se reconocieron cuatro subpoblaciones de pilancones según su ratio de profundidad, que también han sido representadas en la figura 9.2. La deglaciación en esta zona se estima que debió tener lugar hace 10-10,3 ka BP, tras el inicio del evento de Erdalen, por lo que la longitud de registros es similar. Cada subpoblación se ha presentado a lo largo del eje de ratio de profundidad con un rectángulo negro en el que la longitud viene dada por dos desviaciones estándar ($\delta_x \pm 1\sigma$). La subpoblación δ_3 cuenta con el mayor número de registros seguida de δ_2 , la mayor dispersión es alcanzada por δ_4 , y finalmente δ_1 es la subpoblación más reducida y con menos variación. El registro de pilancones

parece tener cierta similitud con los periodos más secos. El número de subpoblaciones y periodos de baja precipitación invernal es coincidente, y la duración de dichos periodos parece coincidir con la sugerida por la dispersión de pilancones en cada subpoblación. En el caso del inicio del registro, a pesar de que no se haya constreñido un rectángulo gris con una longitud determinada, sí parece que la duración entre periodos con inviernos de menor precipitación podría ser la mayor de las acaecidas en el Holoceno. Esto coincidiría también con la mayor dispersión de los pilancones de la subpoblación δ_4 .

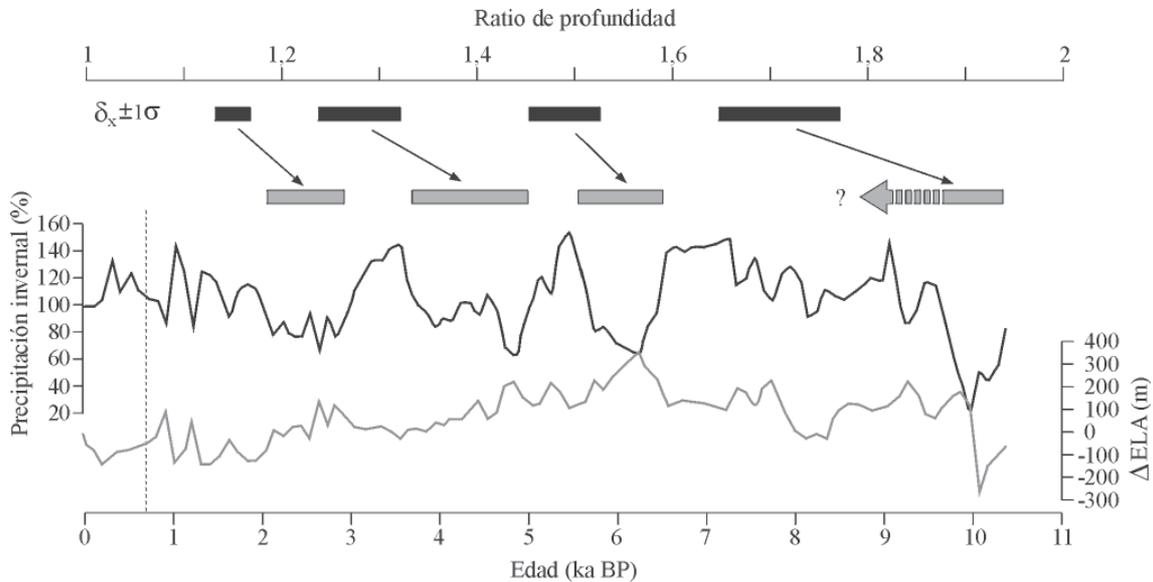


Figura 9.2. Relación de los pilancones de Djupvasshytta con registros paleoclimáticos de la región de Jostedalsbreen. El registro de pilancones ha sido representado por los valores de delta de cada una de las subpoblaciones identificadas, con una dispersión de dos desviaciones estándar ($\pm 1\sigma$). Los registros del SW de Noruega son la estimación de la precipitación invernal (1 de octubre a 30 de abril) para la región de Jostedalsbreen, y las variaciones de la ELA en el glaciar de Flatebreen, en la vertiente oceánica del macizo de Jostedalsbreen (Nesje et al., 2001). Ver texto para más explicaciones.

Si la correlación realizada entre subpoblaciones de pilancones y los registros paleoclimáticos fuera acertada, esto sugiere que la formación de nuevos pilancones sería favorecida en periodos de menor pluviosidad invernal. La precipitación invernal que permite que se mantenga relativamente estable el balance neto de los glaciares a lo largo del año se produce en forma de nieve. La precipitación nival también es mayoritaria en invierno a la altitud a la que se encuentra la estación de DJ. Al igual que en Minnesota, mayor precipitación implica más espesor de la capa de nieve y mayor duración a lo largo del año. La disminución de la precipitación permite que los ciclos de hielo deshielo, que tienen lugar en primavera y otoño, puedan afectar con mayor intensidad al sustrato, ya que la cobertera nival puede ser menos pertinente y en todo caso menos aislante frente a las oscilaciones térmicas atmosféricas. En este caso, la crioclastia y la retroalimentación por meteorización química parece ser el desencadenante de la formación de pilancones como lo era en Minnesota. Esto no es de extrañar ya que las condiciones climáticas son relativamente semejantes en ambos emplazamientos, con el sustrato cubierto por nieve durante más de cuatro meses al año y la mayoría de los ciclos de hielo deshielo en primavera y otoño. Aunque la precipitación parece ser también el factor desencadenante en DJ, la temperatura es importante. La subpoblación con mayor número de registros es δ_3 , a pesar de no ser el periodo más prolongado de bajas precipitaciones invernales. El registro de variaciones en la ELA indica que las temperaturas debieron ser máximas entorno a 6 ka

BP, coincidiendo con la disminución de precipitaciones. La segunda subpoblación con mayor número de pilancones es δ_2 , que debió tener unas condiciones térmicas sólo algo más frías a las del periodo anterior, y que se sitúa lejos todavía de los avances glaciares que tuvieron lugar al final del Holoceno.

En síntesis, la correlación entre los pilancones de DJ y los registros paleoclimáticos de Jostedalbreen sugieren un ajuste adecuado en la cronología, número de eventos y duración de los mismos. Sin duda esto apoya la correlación planteada, que sugiere que periodos con menor precipitación y en cierto modo más cálidos, serían más propicios para la formación de pilancones. En este caso los registros paleoclimáticos son excelentes a pesar de existir pequeñas discrepancias entre las curvas interpretadas. No obstante, el registro de DJ no cuenta con un elevado número de pilancones y sólo se ha podido medir una estación de pilancones en la región. Por ello, a pesar de la buena correlación con los registros paleoclimáticos, y la semejanza con las conclusiones obtenidas en la estación de Minnesota, cuyo clima presenta muchas afinidades, los resultados han de leerse con cierta cautela. La replicación de la distribución de pilancones de DJ en otros puntos de la región sería decisiva para una mayor fiabilidad de los resultados.

9.2.3. Registros de Serra da Estrela

Los registros paleoclimáticos posteriores a la glaciación en el centro de Portugal son muy variados. Entre los más interesantes destacan los sondeos del margen continental (p. ej., Turon et al., 2003; Bass et al., 1997), registros de ambientes litorales (p. ej., Cabral et al., 2006; Freitas et al., 2003; Dinis et al., 2006) y espeleotemas (Borowske et al., 2005). Sin embargo, ninguno de estos registros es adecuado para su comparación con los pilancones de Serra da Estrela. En algunos casos no se alcanza suficiente resolución temporal, en otros casos la interpretación puede no ser todo lo robusta que se requiere para una adecuada correlación, o la duración de los registros no cubre el mismo intervalo temporal. Por lo tanto, no se ha encontrado ningún registro en el entorno de la sierra que permita una comparación adecuada con los pilancones. En la propia Serra da Estrela, se han desarrollado trabajos de glaciario y periglaciario, que aportan una evolución del clima en la zona de estudio (p. ej., Daveau, 1971; Daveau et al., 1997; Vieira et al., 2001). No obstante, no aportan un registro continuo y suficientemente detallado como para evaluar variaciones en el clima que pudieran afectar la evolución de los procesos de meteorización en los pilancones. También existen registros polínicos en algunas de las numerosas lagunas de la sierra, lo que sí genera un registro continuado desde el inicio de la sedimentación tras la deglaciación. La evolución de la vegetación está afectada por los cambios en el clima, pero también por la dispersión de las especies vegetales y por la influencia antrópica en el paisaje (p. ej., Figueiral y Carcaillet, 2005).

A pesar de los problemas en la interpretación paleoclimática de los registros polínicos, se ha escogido este indicador para la comparación con los pilancones de Serra da Estrela. No se trata de la mejor fuente de datos para evaluar una relación con el clima, pero su adecuada datación, cronología semejante, y la proximidad a las estaciones de pilancones, aporta notables ventajas respecto al resto de los registros existentes en la actualidad. En todo caso, hay que tener muy presente que el registro aportado por la sucesión polínica no siempre tiene por que tener relación directa con variaciones en los procesos de meteorización de las cavidades. El mejor registro polínico de Serra da Estrela procede de una pequeña laguna que se sitúa entre el altiplano de la sierra y el Valle del

Zêzere: Charco da Candieira (40° 20'N; 7° 35' W). La laguna esta a una altura de 1409 msnm, y se sitúa en la cubeta de sobreexcavación glaciaria de menor altitud en la sierra, por lo que su registro es el más antiguo de los sondeados (Van der Knaap y Van Leeuwen, 1995). La laguna esta prácticamente colmatada, presentando una profundidad máxima en invierno de medio metro, estando completamente seca en verano. El registro sedimentario de la laguna es superior a los 12 metros, y su cronología comienza hace 14,8 ka BP.

En la correlación entre registros no se ha empleado un espectro polínico completo debido a la complejidad de su interpretación, sino las variaciones en el porcentaje de uno de los géneros dominantes: *Quercus*. La mayor abundancia de este género se ha interpretado como un ascenso altitudinal de los árboles a consecuencia de unas condiciones más cálidas, y quizá más húmedas (Van der Knaap y Van Leeuwen, 1997). La influencia antrópica parece reconocerse desde el Holoceno medio, aunque la mayor transformación del paisaje vegetal tiene lugar en el último milenio, con una considerable deforestación y la aparición generalizada de cultivos como el olivo o el castaño. La vegetación al inicio del sondeo esta representada por especies pioneras, y es entrono a 14 ka BP cuando se establece una adecuada colonización favorecida por un periodo relativamente cálido de la deglaciación: el Allerød (Fig. 9.3). Con posterioridad, a lo largo del periodo frío conocido como Younger Dryas (c. 11,5-12,5 ka BP) se produce una disminución de *Quercus*. Además en este periodo se ha reconocido un descenso en la lámina de agua de los lagos de la sierra, que se interpreta como una disminución de la precipitación (Van der Knaap y Van Leeuwen, 1997). Con el inicio del Holoceno las temperaturas parecen aumentar, al igual que las precipitaciones, lo cual ha quedado registrado por el aumento de pólenes de *Quercus* y por el ascenso de la lámina de agua de los lagos estudiados. Tras la máxima abundancia de *Quercus* entre 9 y 10 ka BP, se produce una escalonada disminución hasta los 4,5 ka BP. En este periodo existen oscilaciones con duraciones entre varios cientos y miles de años, pero la amplitud de las variaciones es moderada, y la influencia antrópica puede ser causante de algunos de los cambios del registro. Entre 1,5 y 3,5 ka BP se produce una considerable disminución de los porcentajes polínicos de *Quercus*, antes de que se produzca un drástico descenso hace unos 0,9 ka BP.

El contexto climático de Serra da Estrela es muy diferente al de Minnesota y SW de Noruega. La cobertera nival no se mantiene por periodos tan prolongados, y la temperatura media anual es muy superior. Por lo tanto, es posible que los cambios del clima que favorecen la formación de nuevas cavidades no sean los mismos en la Península Ibérica que en aquellas estaciones. En principio, la fuerte disminución en la abundancia de pilancones entre las subpoblaciones δ_7 y δ_8 de CN (ambas desarrolladas con anterioridad a 11,6-14,8 ka BP) sugieren que en periodos glaciales la formación de pilancones se ve reducida. Similares conclusiones se obtienen en trabajos previos, a partir de pilancones de la Sierra de Hoyo de Manzanares (Domínguez Villar, 2002). No es posible valorar si la menor frecuencia de pilancones durante periodos glaciales se debe a un descenso en las temperaturas o a los cambios hidrológicos asociados a este periodo, ya que se carece de un adecuado indicador paleoclimático con el que evaluarlo. En todo caso, el registro de *Quercus* de Serra da Estrela se ha interpretado que tiene influencia de ambos factores climáticos (Van der Knaap y Van Leeuwen, 1997).

La correlación del registro polínico con los periodos de formación de nuevos pilancones es compleja, ya que la distribución de la vegetación no depende sólo del clima. No obstante, la aproximación realizada permite una cierta comparación, a pesar de las

incertidumbres existentes (Fig. 9.3). En primer lugar se observa la buena replicación del registro de pilancones que existe entre las estaciones de Lagoa Redeonda dentro de la zona glaciada y Curral da Nave fuera del límite alcanzado por el glaciar. La estación de CN tiene dos subpoblaciones más, una de ellas parece ser considerablemente más antigua, por lo que se ha descartado en la realización de la correlación. La diferente escala de ratios de profundidad parece responder, al igual que en otras estaciones estudiadas, a las variaciones altitudinales entre ambos emplazamientos. Se ha considerado que los pilancones de la estación de LR debieron comenzar a formarse en algún momento entre 14,8 y 11,6 ka BP, por lo que la última subpoblación de CN representada en la figura 9.3 podría ser anterior a este intervalo. En el registro de Charco Candieira no se diferencian con facilidad el mismo número de periodos que de subpoblaciones en LR. Tampoco esta muy claro si la formación de nuevos pilancones pudiera coincidir con periodos con mayor o menor abundancia del registro polínico. A pesar de ello se reconocen algunas similitudes.

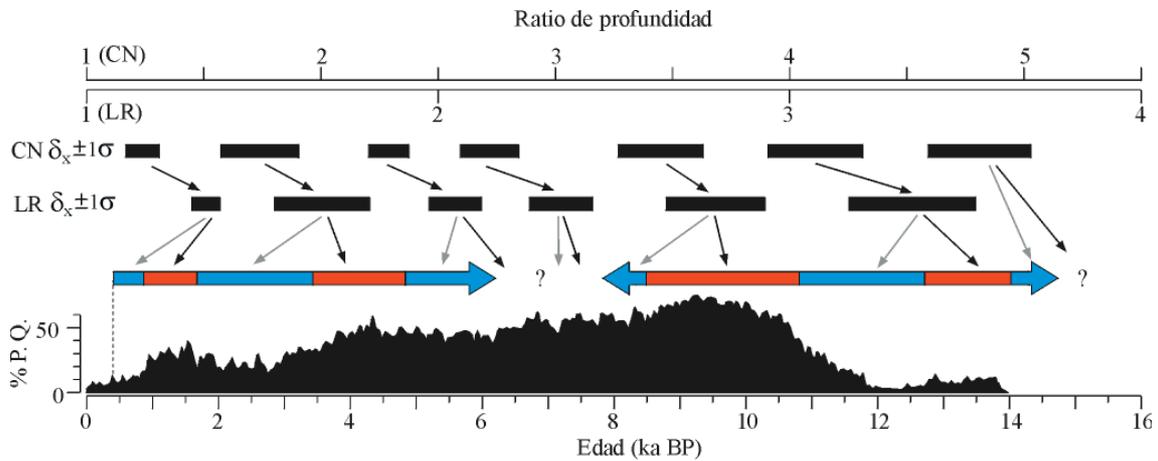


Figura 9.3. Relación de los pilancones de Lagoa Redonda (LR) y Curral da Nave (CN) con el registro polínico de *Quercus* de Charco da Candieira en Serra da Estrela. Los registros de pilancones representan los valores de delta de las subpoblaciones diferenciadas en función del ratio de profundidad, con una dispersión de dos desviaciones estándar ($\pm 1\sigma$). El registro polínico muestra importantes variaciones antrópicas, especialmente en los últimos miles de años. Excluyendo la acción humana, el mayor porcentaje de *Quercus* es interpretado como mayor temperatura y/o precipitación (Van der Knaap y Van Leeuwen, 1995, 1997). Los rectángulos rojos señalan periodos del registro polínico con mayor abundancia relativa de *Quercus*, respecto a los rectángulos azules que muestran los mínimos. A lo largo del Holoceno medio la distinción de periodos es compleja. Algunas de las posibles correlaciones son dudosas y forzadas, por lo que no se puede afirmar que exista relación directa entre los registros, a pesar de que hay ciertas similitudes en la mayoría del registro. Ver texto para más explicaciones.

En función de lo expuesto anteriormente, a priori la mejor correlación entre formación de nuevos pilancones y variaciones del clima en relación a la abundancia de *Quercus* en Charco Candieira, parece que pudiera tener lugar entre periodos cálidos y/o húmedos (flechas negras y rectángulos rojos). Sin embargo, no se puede descartar la posibilidad de que la formación de pilancones se produjese en condiciones opuestas: frías y/o secas (flechas grises y rectángulos azules). Los periodos de oscilación climática al inicio del registro tienen duraciones de varios miles de años, lo cual coincide con la amplia dispersión de las subpoblaciones δ_5 y δ_6 . En la parte más reciente del registro, las oscilaciones acaecidas inmediatamente anteriores al LIA sugieren una primera oscilación relativamente rápida seguida de una más prologada. Esto coincide igualmente con la dispersión de los valores de delta de las subpoblaciones δ_1 y δ_2 . Sin embargo, es complejo

limitar periodos de oscilación en el Holoceno medio, que puedan correlacionarse de forma fiable con las subpoblaciones δ_3 y δ_4 . En la figura 9.3 se han propuesto dos periodos de oscilación a lo largo del Holoceno medio, aunque la correlación se antoja forzada. En consecuencia, sí parece que pudiera haber un cierto paralelismo, entre algunas variaciones en el clima y las subpoblaciones, pero el registro de *Quercus* de Charco Candieira no es el registro ideal para establecer una correlación. Por lo tanto, en función de los datos existentes no se puede evaluar correctamente si la distinción de las diversas fases en el registro de pilancones de Serra da Estrela se debe a variaciones en el clima, ni que tipo de condiciones favorecen la formación de nuevos pilancones. A pesar de ello, los indicios parecen mostrar que también en esta estación son las variaciones del clima las que de algún modo favorecen los procesos de meteorización que permiten la creación de nuevos pilancones.

9.3. Indicios de información paleoclimática en otras estaciones

En Torres del Paine sólo se ha reconocido una subpoblación de pilancones. Los bloques sobre los que se desarrollan las cavidades se estima que pudieran haberse depositado entorno a 1,4 ka BP. Por otro lado, no se han encontrado pilancones en bloques estabilizados del glaciar rocoso situado en las inmediaciones de la estación, ni en otras morrenas depositadas durante la LIA en la región. Lo que nos da una idea de que los pilancones se formaron en un periodo de tiempo restringido. Los trabajos regionales estiman que la LIA podría haber empezado hace unos 700 años BP (Villalba, 1994; Koch y Kilian, 2005), y el episodio más antiguo del complejo morrénico en el Glaciar del Francés en ese periodo muestra una edad entorno a 675 años (Röthlisberger, 1986). En consecuencia, los pilancones de esta estación comenzaron su formación en unos pocos siglos, mientras que tras las primeras fases de la LIA, un lapso de tiempo similar no produjo formación de nuevas cavidades. En ese periodo frío los procesos de meteorización parece que debieron producir diferentes tasas de alteración, lo que sugiere que las bajas temperaturas desarrolladas hasta el inicio del siglo XX podrían haber inhibido la formación de depresiones en las que se acumulase el agua de lluvia, escorrentía o fusión. Los glaciares están muy próximos en el entorno a la estación de TP, y durante el LIA, la cota de nieves perpetuas debió descender considerablemente. Sin duda esto favoreció que la estación de TP, situada a una considerable altitud (1150 msnm), se mantuviese cubierta de nieve durante periodos mucho más prolongados a los actuales, dejando poco margen para la meteorización subaérea.

En la Sierra de Guadarrama no existe una cronología muy precisa sobre la edad concreta de las distintas estaciones estudiadas. Tampoco existen registros paleoclimáticos excepcionalmente adecuados para evaluar la meteorización, como aquellos del Lago Elk en Minnesota, o las variaciones en la pluviosidad en la región de Jostedalbreen en Noruega. Sin embargo, sí ha sido posible hacer una cronología relativa que permite estimar a grandes rasgos la edad de exhumación de algunas superficies, y estimar la edad máxima de la gran mayoría de los pilancones. Se estima que todos los pilancones son posteriores al LGM, a excepción de aquellos con ratios de profundidad superiores a ~6,5 y que se sitúan en agrupaciones de valores distanciados del resto de la muestra. La falta de pilancones entre los ratios de profundidad del grueso de la población y los que representan estas agrupaciones con valores entre 6,5 y 9 parece coincidir cronológicamente con el último periodo glaciar, lo que sugiere la gran importancia de la temperatura en la formación de

nuevas cavidades. Sin embargo, en este caso no se puede descartar que los cambios en la precipitación asociados a este periodo hayan sido iguales o más determinantes que el factor térmico.

En las estaciones de la Sierra de Guadarrama se han descrito entre 6 y 9 subpoblaciones, que en todos los casos se piensa pudieran haberse desarrollado con posterioridad al LGM. El número de subpoblaciones no es coincidente entre estaciones, y su elevado número no facilita una perfecta correlación. La subpoblación con mayor número de registros (o la intermedia entre subpoblaciones con valores igualmente altos) es δ_3 , a excepción de PS. En ese caso se piensa que la ocupación humana en el entorno durante los últimos siglos podría haber repercutido en los procesos de meteorización y la conservación de las morfologías de detalle. Los pilancones de formación más reciente, δ_1 , y los de δ_3 , parecen ser buenos criterios de correlación, pero más allá la correlación pierde fiabilidad. En este caso la dispersión de cada una de las subpoblaciones es muy diferente, lo cual no apoya ningún tipo de correlación. El hecho de la coincidencia de δ_3 como la subpoblación más abundante indica un rasgo común en las diferentes localidades, que denota una historia de meteorización similar. De igual modo, las estaciones de Serra da Estrela tienen las dos su máximo en δ_2 . En todos estos casos parece claro que durante un periodo determinado las condiciones climáticas para la formación de pilancones fueron especialmente favorables, o bien el intervalo temporal en el que se formaron fue más prolongado.

En las estaciones de California parece existir una adecuada correlación entre las subpoblaciones con sentido evolutivo, es decir, entre las tres primeras subpoblaciones excluyendo δ_1 en AH. De ellas la tercera es la más destacada, y la morfología de la distribución de las distintas subpoblaciones es similar. A pesar de que AH y JT distan unos 350 km, los procesos de meteorización parecen haber esculpido unas morfologías que preservan un registro muy similar. En ambas zonas se producen oscilaciones térmicas entorno a los 0 °C a lo largo del año, y variaciones en la temperatura media anual podrían hacer de la crioclastia un proceso de importancia variable. Por otro lado, la humedad en zonas desérticas como éstas es esencial para el desarrollo de las formas, por lo que procesos como el efecto cuña por crecimiento de cristales en las fisuras intergranulares, o la disolución directa o por la acción biológica, pueden ser determinantes para la formación de nuevas cavidades. En cualquier caso, se observa una réplica del registro para las subpoblaciones con menor ratio de profundidad (Fig. 7.5), incluso tratándose de emplazamientos con litologías y contextos geológicos muy distintos, y una elevación de los emplazamientos muy diferente. A pesar de ello, parece que la variabilidad en la intensidad de los procesos de meteorización, probablemente determinados por cambios en el clima, ha dejado un registro muy concreto en la evolución de los pilancones.

Los datos aportados por el análisis de la frecuencia y dispersión de pilancones en cada subpoblación parecen ser un indicador paleoambiental muy interesante. Su registro indica la formación de nuevos pilancones, que dependen de las variaciones relativas de unos procesos de meteorización frente a otros. Para un mismo emplazamiento y litología, las variaciones del clima son el principal factor determinante de las tasas de meteorización. Por lo tanto, la frecuencia de ejemplares de una subpoblación puede indicar de algún modo variaciones en el clima. La posibilidad de que el ratio de profundidad guarde una relación con la evolución en el tiempo de la morfología permite la obtención de registros de paleometeorización. Sin embargo, la interpretación del significado de los registros se

ha comprobado que es compleja y no tiene un significado unánime. En algunos casos es la clara respuesta a las variaciones en la precipitación, como en Minnesota o Noruega, aunque no se puede descartar la influencia de la temperatura. En estas localidades los pilancones parecen comenzar su formación en periodos de menor precipitación. Sin embargo, en otras regiones con climas bien distintos no puede generalizarse dicha interpretación, y no se descarta que la temperatura adquiera mayor relevancia, como en las estaciones de la Península Ibérica o en Patagonia. En cualquier caso, y aunque el estudio de pilancones pudiera representar un registro paleoclimático muy interesante para las regiones graníticas, la gran incertidumbre en su interpretación no permite de momento su utilización generalizada. Es necesario realizar más contrastes con series paleoclimáticas con una robusta interpretación y cronología, así como establecer una relación entre la formación de las cavidades y los procesos que las generan en aquellas regiones en las que el manto nival no es determinante.

10. CONCLUSIONES

La obtención de valores numéricos mediante la morfometría y su tratamiento estadístico, otorga grandes posibilidades a esta disciplina de la geomorfología. Sin embargo, la interpretación excesiva de los resultados obtenidos, o el hecho de otorgar más fiabilidad a un valor numérico que a otro tipo de información, ha hecho que la morfometría genere recelo entre muchos científicos. A pesar de ello, en este trabajo se ha empleado la morfometría como herramienta fundamental para la obtención de información geomorfológica. A lo largo de la elaboración de esta investigación, el propio autor ha mostrado cautela, si no desconfianza, hacia la fiabilidad de los datos provenientes de la morfometría y de la validez de las hipótesis de trabajo. Por ello, se ha dedicado especial esfuerzo en concretar los problemas a resolver, las posibles fuentes de información, y la validez de los resultados obtenidos. La elección de los pilacones adecuados para obtener datos cotejables, así como un correcto diseño de experimentos se ha planteado como la clave para la obtención de resultados fiables. El desarrollo ha contemplado una profunda revisión bibliográfica y un extenso reconocimiento de las morfologías en el campo, lo que ha procurado un dilatado conocimiento de los pilacones, y los factores de los que dependen.

Los experimentos realizados plantean un análisis sesgado, que no incluye a la totalidad de los pilacones, ni pretende resolver todas las incertidumbres que rodean a esta morfología. Esto responde a la intención de conocer la evolución de las morfologías más básicas, dejando de lado los casos excepcionales o inactivos, que pueden incluir ruido en la base de datos morfológica. Por otro lado, el diseño de experimentos realizado asume la limitación del método morfométrico en la obtención de información, y no pretende una resolución de la totalidad de las incógnitas de esa morfología, sino unas directrices esenciales sobre algunos de los factores fundamentales que determinan su existencia y evolución. Una vez planteadas las bases del análisis y el diseño de experimentos, las conclusiones obtenidas en el análisis morfométrico requieren la satisfacción de tres premisas para ser consideradas fiables.

(1) Las conclusiones obtenidas por los experimentos requieren de una hipótesis lógica que responda a las variaciones morfológicas. Esto evita que el tratamiento numérico de la morfología pueda tomarse como un axioma, y equipara las deducciones geomorfológicas al valor de las interpretaciones cuantitativas.

(2) Los resultados obtenidos han de ser replicables. Para poder considerarse significativos, en la medida de lo posible los registros deben ser similares a otros obtenidos en las proximidades. Esto se ha cotejado en aquellas zonas en las que ha sido posible llevar a cabo varias estaciones de medición de pilacones. Al mismo tiempo, los resultados alcanzados en las variaciones morfológicas observadas al modificarse alguno de los factores, como la cronología, la litología, o el microclima, han de presentar una tendencia homogénea entre las distintas estaciones.

(3) La morfometría no puede ser la única herramienta con la que establecer conclusiones. Se ha procurado contrastar algunas de las conclusiones realizadas por la morfometría mediante otras técnicas, como las correlaciones geomorfológicas o el estudio de procesos en la actualidad. Para ello los estudios de pilacones se han realizado en la medida de lo posible en zonas de cronología bien conocida, en las que existen información paleoclimática y petrológica del entorno. Por otro lado, se ha desarrollado una monitorización de algunos ejemplares seleccionados para un conocimiento más

profundo de los procesos formadores de las cavidades, sus tasas de meteorización y su posible relación con la morfología.

CONCLUSIONES DE LA MONITORIZACIÓN

Las conclusiones obtenidas se refieren exclusivamente a las cavidades estudiadas dentro de la estación de Los Decorados, en Hoyo de Manzanares. Sin embargo, se considera que pueden ser extrapolables a un ámbito más amplio, teniendo en cuenta que la intensidad relativa de los distintos procesos y sus tasas de meteorización pueden ser variables. De este modo, se asume que en ámbitos muy dispares a los estudiados (con importantes discrepancias en la morfología, clima, litología, biología, o contexto geomorfológico), puedan existir procesos poco significativos o despreciados en los ejemplares estudiados, y que tomen una mayor relevancia en los procesos de erosión.

- La disolución es un proceso esencial en la formación de un pilancón, aunque cuantitativamente no es el de mayor relevancia. Los procesos de expansión de cristales (hielo o minerales) entre los componentes de la roca en la pared y lecho del pilancón proporcionan la mayor tasa de erosión. La efectividad del efecto cuña depende en gran medida de la preexistencia de una porosidad, por lo que la disolución entre límites cristalinos es esencial, favoreciendo una retroalimentación de los procesos de meteorización. La disolución de minerales tan insolubles como los silicatos se ve favorecida por una serie de peculiaridades biogeoquímicas e hidrológicas que determinan que su tasa de meteorización se encuentre entre las más elevadas reconocidas en ambientes naturales. La disolución se ve favorecida por el amplio rango de valores de pH que se desarrollan a lo largo del ciclo diario, incluyendo valores considerablemente básicos, la existencia de organismos capaces de producir ácidos orgánicos, la presencia de elementos disueltos, así como por la prolongada duración de agua en los pilancones.
- Entre los productos de la meteorización se incluyen granos procedentes del granito, así como minerales precipitados a partir del agua acumulada en la cavidad, y que se depositan temporalmente en la depresión. La evacuación de los productos de meteorización se produce principalmente mediante desbordamiento en épocas de crecida en el pilancón (disolución, suspensión o arrastre), o por deflacción de las partículas más finas en momentos de estiaje. La erosión de las partículas más gruesas en el interior del pilancón es muy efectiva (abrasión y disolución), disminuyendo su tamaño hasta alcanzar dimensiones que los permitan ser evacuados por el viento o el agua. La abrasión de los detritos contenidos en el lecho tiene influencia en la profundización de la cavidad, aunque parece que una mayor cobertera de detritos pudiera influir en una menor intensidad de los procesos de disolución y precipitación de cristales (hielo y minerales o fases amorfas).
- Las tasas de meteorización son tan rápidas que han podido ser evaluadas durante el periodo de monitorización. Se ha estimado que pilancones con volúmenes de roca erosionada por encima de los 10 litros podrían haberse desarrollado en menos de 1000 años. Del mismo modo, la evacuación de los detritos del pilancón ha de ser rápida, produciéndose un reciclado total en unas pocas décadas. Estas tasas de meteorización sugieren que la formación de cavidades con volúmenes de roca erosionados superiores a un litro pueden llegar a desarrollarse en periodos de tiempo a escala secular.

- Las tasas de meteorización en un pilancón no dependen únicamente del clima, la litología, o el tipo de organismos que lo habitan y su productividad. También dependen de su morfología, que determina el tiempo que tarda en evaporarse el agua acumulada, la amplitud de los ciclos biogeoquímicos, la superficie de roca inundada o afectada por la humedad, etc. En consecuencia, un pilancón de mayores dimensiones no tiene por que ser necesariamente más antiguo que otro. Por lo tanto, la profundidad máxima o el volumen de roca erosionado, no han de tomarse necesariamente como indicadores absolutos de la edad del pilancón.

CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

Las conclusiones alcanzadas mediante el análisis morfométrico responden a los objetivos planteados en el diseño de los experimentos. Su interpretación afecta a aquellas estaciones analizadas, y las conclusiones obtenidas no tienen por que ser necesariamente generalizables a pilancones de otras regiones. Aunque el amplio estudio presentado parece sugerir que pilancones de muy diversos ámbitos muestran una tendencia similar, se hace preciso un mayor contraste con más estudios en otras regiones, para una aceptación final de alguna de las conclusiones planteadas en los casos observados.

- Las dimensiones alcanzadas por los pilancones de una región dependen del sustrato en el que se desarrollan. Se ha reconocido que estaciones localizadas en un mismo plutón tienen valores medios de profundidad similares, y que pueden ser muy distintos a los de otras litologías. En el caso de estaciones localizadas en un mismo plutón con rocas de distinto grado de meteorización, también se han observado notables variaciones en la profundidad, siendo los emplazamientos con una roca sujeta a una menor historia de meteorización aquellos que alcanzan en promedio una menor profundidad máxima.
- La altitud a la que se localizan los pilancones también va a determinar su morfología. Esto parece responder a las diferencias microclimáticas asociadas a las variaciones de cota. Los pilancones localizados a menor altitud son en promedio más anchos, y sus ratios de profundidad (máxima entre mínima) más elevados. La mayor temperatura y menor precipitación en emplazamientos a menor altitud, pudiera indicar que el crecimiento de minerales en la porosidad intercrystalina pueda ser una de las causas de la mayor extensión lateral de las formas. Las profundidades máximas o mínimas son más complejas de evaluar, ya que parecen depender también de otros factores. Sin embargo, su influencia microclimática se observa claramente en la diferencia en el ratio de profundidad, indicando la distinta intensidad de los procesos de meteorización en función de la altitud.
- El ratio de profundidad es un indicador muy relevante para los pilancones que desbordan habitualmente el agua en el periodo de lluvias. La correlación entre profundidad máxima y mínima es muy elevada, lo que muestra una dependencia entre ambos valores. Por ello, y por la menor influencia de las características previas de la cavidad, se ha escogido este parámetro como indicador principal de los pilancones. El análisis morfométrico de pilancones planteado a lo largo de este trabajo representa una metodología que ha resultado apropiada para la caracterización de estas morfologías. Las estaciones de medición de pilancones suelen comprender una distribución del ratio de profundidad compleja, compuesta por varias subpoblaciones de pilancones. Los registros de los valores de delta calculados mediante esta metodología en

regiones próximas entre sí, muestran una replicación de los resultados, modulada por la influencia de factores como la altitud que siempre muestra una tendencia similar.

- En aquellos pilancones que desbordan agua por sus márgenes, el ratio de profundidad parece ser un factor que depende del tiempo transcurrido desde el momento en el que los pilancones iniciaron su formación, aunque su valor absoluto también está modulado por las variaciones microclimáticas. De este modo, pilancones con un mayor ratio de profundidad pudieran haberse formado con anterioridad a aquellos con un ratio menor, sirviendo como indicador para una cronología relativa. El progresivo desarrollo del exutorio, y el aumento de la profundidad con el paso del tiempo, parecen estar tras el significado del aumento de este índice con la edad desde la formación del pilancón.
- Una precisa evaluación cronológica de superficies en áreas graníticas que lleven expuestas prolongados periodos de tiempo es compleja. Para ello se ha desarrollado un análisis de flared slopes en las estaciones de medida de pilancones en las que se han reconocido dichas morfologías. En estos emplazamientos, se han detectado varios niveles correspondientes al lavado de paleoalteraciones, con los que se puede establecer una cronología relativa de exhumación. La correlación con elementos morfológicos y sedimentarios en las proximidades de alguna de las estaciones, ha permitido evaluar la cronología de estos niveles, pudiendo otorgarles unos amplios márgenes temporales. De este modo se ha podido estimar la cronología máxima de aquellos pilancones más evolucionados.
- Los pilancones seleccionados corresponden a zonas climáticas muy dispares entre sí. Sin embargo, no existen grandes diferencias morfológicas entre ellos. La existencia de prolongados periodos de cobertera nival en los climas más fríos, la mayor pluviosidad en las regiones templadas y húmedas, o los prolongados periodos de sequía de los climas áridos, sugieren que la importancia de los procesos ha de ser muy distinta en unas regiones respecto a otras. Por lo tanto, aunque muchos procesos puedan ser comunes, es de suponer que su importancia relativa, ha de ser diferente. Igualmente, no se puede asegurar que las tasas de meteorización puedan ser semejantes, aunque los datos aportados no muestran a priori grandes diferencias.
- Los emplazamientos seleccionados para el estudio de pilancones abarcan un rango cronológico que oscila entre superficies que no han tenido tiempo de desarrollar pilancones, y aquellas en las que el grado evolutivo de las cavidades no es discernible, y probablemente sean los propios procesos de erosión de las cavidades los que limitan su edad. Los resultados obtenidos sugieren que los pilancones estudiados se desarrollan en periodos de varios cientos de años a decenas de miles de años. Las tasas de formación de pilancones reconocidas en los distintos emplazamientos tienen rangos temporales semejantes a las estimaciones realizadas mediante la monitorización. Esto sugiere una evolución relativamente rápida para estas formas, que en la mayoría de los casos estudiados se habrían formado con posterioridad al Último Máximo Glaciar. No se descarta que los pilancones puedan desarrollarse en escalas temporales más rápidas a las propuestas, ya que pudieran haber quedado por debajo de los filtros morfométricos implantados. No se puede confirmar la existencia de pilancones activos más antiguos al rango propuesto, debido a la falta de representatividad de algunos ejemplares aislados. Una vez que el pilancón queda inactivo, su morfología se irá degradando,

pudiendo preservarse en algunos casos parte de la morfología original durante miles a cientos de miles de años en los mejores casos.

- Más allá de que los valores de delta en las distintas subpoblaciones pudieran tener un significado cronológico, su frecuencia y características de dispersión pueden ser un indicador de la evolución de las condiciones paleoambientales. Las variaciones en el clima modifican la intensidad de los procesos de meteorización y la importancia relativa de unos sobre otros. Por tanto, estos procesos pueden inducir una mayor o menor formación de nuevos pilancones. La comparación con registros paleoclimáticos excepcionales en las inmediaciones de algunas estaciones, muestra una coincidencia entre variaciones paleoclimáticas y el número y dispersión de las subpoblaciones registradas. En aquellas estaciones en las que se ha podido desarrollar una adecuada correlación, la formación de nuevos pilancones parece relacionarse principalmente con factores hidrológicos, si bien la temperatura parece tener un cierto papel. Sin embargo, las características climáticas de las distintas estaciones estudiadas son muy dispares, y no parece que la interpretación paleoclimática de algunas estaciones pueda extrapolarse al resto. Por lo tanto, el registro de subpoblaciones y sus características, podían mostrar variaciones en factores como la precipitación o la temperatura, favoreciendo periodos de meteorización preferencial. No obstante, el conocimiento de la dependencia de los pilancones con el clima es todavía muy limitado para poder utilizarlo en cualquier caso como indicador paleoclimático.

Las conclusiones de este trabajo permiten dar una aplicación muy interesante a los pilancones como indicadores cronológicos y paleoambientales de regiones graníticas, en las que generalmente este tipo de información es muy escasa. Sin embargo, hay que ser muy cautos en las interpretaciones realizadas, así como con su generalización. Una firme relación entre la cronología y los pilancones requiere de un conocimiento más profundo de las relaciones entre los procesos formadores y la morfología, así como más estudios de calibración. Del mismo modo, las posibles relaciones del registro de valores de delta con variaciones en el clima parece ser un prometedor campo de investigación. Sin embargo, la influencia relativa de los distintos procesos de meteorización no se conoce suficientemente como para establecer robustas interpretaciones. Se requiere un mejor conocimiento de los procesos y sus interacciones, un mayor número de calibraciones en distintos ambientes, y reforzar la relación entre los valores de delta y la cronología. A pesar de las importantes puertas que abre esta investigación, es necesario realizar una llamada de atención acerca del peligro de tomar la morfometría como herramienta única análisis. Esto es especialmente importante si los procesos y mecanismos desencadenantes de la morfología no son plenamente comprendidos. Desde este prisma, la presente investigación presenta datos apoyando ciertas relaciones morfométricas con sus posibles causas, pero no representa una confirmación generalizada en dichas relaciones, siendo necesarios más estudios para su final validación.

REFERENCIAS

- Acaso, E.; Centeno, J.D.; Pedraza, J., 1998. Nuevas aportaciones al modelado evolutivo del glaciar de Peñalara, Sistema Central Español. In: Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F. (Eds.), Investigaciones recientes de la geomorfología española. SEG-Geoforma, Barcelona. 691-696.
- Alcalde, M.; Villegas, R., 2003. Metodología de diagnóstico y evaluación de tratamientos para la conservación de los edificios históricos. Comares, Madrid.
- Alexandrowicz, Z., 1989. Evolution of weathering pits on sandstone tors in the Polish Carpatians. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33, 275-289.
- Altenberger, U.; Oberhänsli, R.; Putlitz, B.; Wemmer, K., 2003. Tectonic controls and Cenozoic magmatism at the Torres del Paine, southern Andes, (Chile, 51°10'S). *Revista Geológica de Chile* 30, 65-81.
- Andersen B.J.; Borns H.W., 1994. The ice age world. An introduction to Quaternary history and research with emphasis on North America and northern Europe during the last 2.5 millions years. Scandinavian University Press, Oslo.
- Anderson, A.L., 1931. Geology and mineral resources of eastern Cassia County, Idaho. Idaho Bur. Mines & Geol. Bulletin 14.
- Anderson, R.Y., 1993. The varve chronometer in Elk Lake: Record of climatic variability and evidence for solar/geomagnetic 14c-climate connection. In: Bradbury, J.P.; Dean, W.E. (Eds.), Elk lake, Minnesota: Evidence from rapid climate change in north-central United States. Geological Society of America Special paper 276, 1-6.
- Anderson, R.Y.; Bradbury, J.P.; Dean, W.E.; Stuiver, M., 1993. Chronology of Elk lake sediments: Coring, sampling, and time-series construction. In: Bradbury, J.P.; Dean, W.E. (Eds.), Elk lake, Minnesota: Evidence from rapid climate change in north-central United States. Geological Society of America Special paper 276, 37-44.
- André, M-F., 2002. Rates of postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (Abisko-riskgränsen area, 68°N). *Geografiska Annaler* 84A, 139-150.
- André, M-F., 2004. The geomorphic impact of glaciers as indicated by tors in north Sweden (Aurivaara, 68° N). *Geomorphology* 57, 403-421.
- Andreassen, L.M.; Elvehøy, H.; Kjølmoen, B.; Engeset, R.V.; Haakensen, N., 2005. Glacier mass balance and length variation in Norway. *Annals of Glaciology* 42, 317-325.
- Aniya, M., 1995. Holocene glacial chronology in Patagonia: Tyndall and Upsala glaciers. *Artic and Alpine Research* 27(4), 311-322.
- Aniya, M., 1996. Holocene variations of Ameghino glacier, southern Patagonia. *The Holocene* 6, 247-252.
- Arauzo, M.; Colmenarejo, M.F.; Martínez, E.; García, M.G., 2000. The role of algae in a deep wastewater self-regeneration pond. *Water Reserch* 34 (14), 3666-3674.
- Arenas, R.; Fúster, J.M.; Villaseca, C., 1991. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 583, Segovia. IGME, Madrid.
- Armesto, J.J.; Casassa, I.; Dollenz, O., 1992. Age structure and dynamics of patagonian beech forest in Torres del Paine National Park, Chile. *Vegetatio* 98, 13-22.
- Åhäll, K.I.; Larson, S.A., 2000. Growth-related 1.85-1.55 Ga magmatism in the Baltic Shield: A review addressing the tectonic characteristics of Svecofennian, TIB 1-related and Gothian events. *GFF* 122, 193-206.
- Baas, J.H.; Mienert, J.; Abrante, F.; Prins, M.A., 1997. Late Quaternary sedimentation on the Portuguese continental margin: climate-related processes and products. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 130, 1-23.
- Bacelar-Nicolau, P.; Nicolau, L.B.; Marques, J.C.; Morgado, F.; Pastorinho, R.; Azeiteiro, U.M., 2003. Bacterioplankton dynamics in the Montego estuary (Portugal). *Acta Oecologica* 24, S67-S75.
- Bakker, J.P., 1958. Zur entstehung von pinggen, oriçangas und dellen in den feuchten tropen, unter besonderer Berücksichtigung des Voltzberggebietes (Surinam). *Mauil-Festschrift. Abh. Geogr. Inst. d. Freien Universität Berlin* B.5, 1-20.
- Bakker, J.P., 1960. Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement* Band 1, 69-92.
- Bartrum, J.A.; Mason, A.F., 1948. Lapiez and solution pits in basalt at Hokianga, New Zeland. *New Zeland Journal of Science and Technology* B30, 165-172.
- Baudrimont, M. ; Schäfer, J. ; Marie, V. ; Maury-Brachet, R. ; Bossy, C. ; Boudou, A. ; Blanc, G., 2005. Geochemical survey and metal bioaccumulation of three bivalve species (*Crassostrea gigas*, *Cerastoderma edule* and *Ruditapes philippinarum*) in the Nord Médoc salt marshes (Gironde estuary, France). *Science of the Total Environment* 337, 265-280.

- Baumann, H., 1955. Über die auflösung von SiO₂ in wasser. Beiträge zur Silikose Forsch 37, 47-71.
- Bayly, I.A.E., 1982. Invertebrate fauna and ecology of temporary pools on granite outcrops in southern Western Australia. Australian Journal of Marine and Freshwater Research 35, 599-606.
- Bayly, I.A.E., 1992. Freshwaters havens. Landscape 7(4), 49-53.
- Bayly, I.A.E., 1997. Invertebrates of temporary waters in gnammas on granite outcrops in Western Australia. Journal of the Royal Society of Western Australia 80, 167-172.
- Bayly, I.A.E., 1999. Rock of ages. Human use and natural history of Australian granites. University of Western Australia Press/Tuart House, Nedlands, WA.
- Bea, F., 2004. La naturaleza del magmatismo de la Zona Centroibérica: consideraciones generales y ensayo de correlación. In: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España. SGE-IGME, Madrid. 128-133.
- Beanland, S.; Clark, M.M., 1994. The Owen Valley fault zone, eastern California, and surface faulting associated with the 1982 earthquake. U.S. Geological Survey Bulletin 1982, 29 pp.
- Bellido, F., 1979. Estudio petrológico y geoquímico del plutón de La Cabrera. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid.
- Bellido, F.; Casquet, C.; Fúster, J.M.; Martín Parra, L.M., 1990a. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 533, San Lorenzo de El Escorial. IGME, Madrid.
- Bellido, F.; Casquet, C.; Fúster, J.M.; Pablo García, L.M.; Navidad, M., 1990b. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 508, Cercedilla. IGME, Madrid.
- Bellido, F.; Casquet, C.; González-Lodeiro, F.; Martín Parra, L.M.; Navidad, M., 1990c. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 509, Torrelaguna. IGME, Madrid.
- Bellido, F.; Casquet, C.; Escuder, J.; Klein, E.; Navidad, M.; Peinado, M., 1991. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 484, Buitrago de Lozoya. IGME, Madrid.
- Bennett, P.C., 1991. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 1781-1797.
- Bennett P.C.; Casey, W., 1994. Chemistry and mechanisms of low-temperature dissolution of silicate by organic acids. In: Pittman, E.D.; Lewan, M.D. (Eds.), Organic Acid in Geological Processes, Springer-Verlag, New York. 162-200.
- Beschel, R.E., 1950. Flechten als Altermasstab rezenter Moränen. Z. Gletscherkd. Glazialgeol. 1, 152-161.
- Beyer, E.E.; Brueckner, H.K.; Griffin, W.L.; Reilly, S.Y.; Graham, S., 2004. Archean mantle fragments in proterozoic crust, Western Gneiss Region, Norway. Geology 32, 609-612.
- Bishop, J.A., 1974. The fauna of the temporary rain pools in eastern New South Wales. Hydrobiologia 331, 171-181.
- Blackwelder, E., 1954. Pleistocene lakes and drainages in the Mojave region, southern California. In: Jahns, R.H. (Ed.), The geology of southern California. California Division of Mines and Geology, Los Angeles. 170, 35-40.
- Blank, H.R., 1951. "Rock doughnuts", a product of granite weathering. American Journal of Science 249, 822-829.
- Blum A.E.; Stillings, L.L., 1995. Feldspar dissolution kinetics. In: White, A.F.; Brantley, S.L. (Eds.), Chemical weathering rates of silicate minerals. Reviews in Mineralogy 31, Mineralogical Society of America, Washington, 291-351.
- Bögli, A., 1960. Kalklösung und karrenbildung. Zeitschrift für Geomorphologie Supp. 2, 4-21.
- Bolarse, W., 1754. Observations on the antiquities, historical and monumental, of the County of Cornwall. Bowyer & Nichols, London.
- Bond, G.W., 1946. A geochemical survey of the underground water supplies of the Union of South Africa. South Africa Geological Survey Memoir 41, 208 pp.
- Bordonau, J., 1992. Els complexes glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. Geofoma, Logroño.
- Borowske, A.; Denniston, R.; Haws, J.; Carpenter, S.J.; Dorale, J., 2005. A stable isotopic analysis of an end Pleistocene-age stalagmite from Almonda cave, west-central Portugal. Geological Society of America abstracts with Programs 37, 12.
- Boyé, M.; Fritsch, P., 1973. Dégagement artificiel d'un dôme cristallin au sud-Cameroun. Trav. & Doc. Géogr. Trop. 8, 69-94.
- Bradbury, J.P.; Dean, W.E., 1993. Elk Lake, Minnesota: Evidence for rapid climate change in the north-central United States. Geological Society of America Special Paper 276, 336 pp.
- Brady, P.V.; Walther, J.V., 1990. Kinetics of quartz dissolution at low temperatures. Chemical Geology 82, 253-264.
- Brandebourger, E., 1984. Les granitoides hercyniens tardifs de la Serra de Guadarrama (Système Central, Espagne). Petrographie et géochimie. CNRS, Nancy.

- Branner, J.C., 1913. The fluting and pitting of granites in the tropics. *American Philosophy Society Proceedings* 52, 163-174.
- Bremer, H., 1965. Ayers Rock ein beispiel für klimagenetische morphologie. *Zeitschrift für Geomorphologie* 9, 249-284.
- Briner, J.P.; Miller, G.H.; Davis, P.T.; Bierman, P.R.; Caffee, M., 2003. Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors. *Quaternary Science Reviews* 22, 437-444.
- Broecker, W.S.; Liu, T., 2001. Rock varnish: Recorder of desert wetness? *GSA Today* 11(8), 4-10.
- Brookins, D.G., 1987. Eh-pH diagrams for geochemistry. Springer-Verlag, Berlin.
- Brosche, K-U., 1978. Formas y actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica. *Estudios Geográficos* 39, 131-161.
- Brosche, K-U., 1982. Formas periglaciares antiguas en la Peninsula Ibérica. Posibilidades de una consideración climática. *Estudios Geográficos* 43(166), 5-16.
- Brueckner, H.K., 1972. Interpretation of Rb-Sr ages from the Precambrian and Paleozoic rocks of southern Norway. *American Journal of Science* 272, 334-358.
- Bryan, K., 1920. Origin of rock tanks and charcos. *American Journal of Science* 4, 50, 188-206.
- Cabra, P., 1981. Estudio geomorfológico y de las formaciones superficiales entre las sierras de La Cabrera y la superficie de Mesones. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense, Madrid.
- Cabral, M.C.; Freitas, M.C.; Andrade, C.; Cruces, A., 2006. Coastal evolution and Holocene ostracods in Melides lagoon (SW Portugal). *Marine Micropaleontology* 60, 181-204.
- Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra de Fuego. *Geografiska Annaler* 14, 1-64.
- Calkin, P.; Callieux, A., 1962. A quantitative study of cavernous weathering (tafonis) and its application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica. *Zeitschrift für Geomorphologie* 6, 317-324.
- Callieux, A.; Tricart, J., 1963. Initiation a l'étude des sables et des galets. Centre de Documentation Universitaire, Paris.
- Calvert, A.F., 1897. My Fourth Tour of Western Australia. Heinemann, London.
- Campbell, E.M.; Twidale, C.R., 1995a. The various origins of minor granite landforms. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 20, 281-306.
- Campbell, E.M.; Twidale, C.R., 1995b. Lithologic and climatic convergence in granite morphology. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 20, 381-403.
- Cannon, W.F.; Dean, W.E.; Bullock Jr, J.H., 2003. Effects of Holocene climate change on mercury deposition in Elk Lake, Minnesota: The importance of aeolian transport in the mercury cycle. *Geological Society of America* 31, 187-190.
- Carlé, W., 1940. Strudelkessel in granit am ufer der bucht von Vigo (NW-Spanien). *Geologische Meere und Binnengewässer* 4, 247-249.
- Carlé, W., 1941. Karrenbildung im granit der Galicischen küste bei Vigo (NW-Spanien). *Geologische Meere und Binnengewässer* 5, 55-63.
- Carnegie, D.W., 1898. Spinifex and sand. A narrative of five years, pioneering and exploration in Western Australia. Arthur Pearson, London.
- Carswell, D.A.; Brueckner, H.K.; Cuthbert, S.J.; Mehta, K.; O'Brien, P.J., 2003. The timing of stabilisation and the exhumation rate for ultra-high pressure rocks in the Western Gneiss Region of Norway. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 601-612.
- Casado, I.G.; de Nicolás, J.P.; Mosquera, M.T., 1980. Atlas climatológico de la subregión de Madrid. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid.
- Centeno, J.D., 1987. Morología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid.
- Centeno, J.D., 1989. Evolución cuaternaria del relieve en la vertiente sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadores morfológicos. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 13, 79-88.
- Centeno, J.D.; Pedraza, J.; Ortega, L.I., 1983. Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glacial. *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 81, 153-171.
- Chabera, S., 1961. Mísovitě vyvčtravání zuly v jižních Cechách. *Sborník Krajského vlastivědného musea v Českých Budějovicích, Přírodní vědy* III, 51-67.
- Chalcraft, D.; Pye, K., 1984. Humid tropical weathering og quartzite in south eastern Venezuela. *Zeitschrift für Geomorphologie* 28, 321-332.
- Chen, J.; Blum, H-P.; Beyer, L., 2000. Weathering of rocks induced by lichen colonization-a review. *Catena* 39, 121-146.

- Chen, J.H.; Moore, J.G., 1982. Uranium-lead isotopic ages from the Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Geophysical Research* 87(B6), 4761-4784.
- Clapperton, M.C.; Sugden, D.A., 1988. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quaternary Science Reviews* 7, 185-198.
- Clayton, L.; Moran, S.R., 1982. Chronology of late-Wisconsinan glaciation in middle North America. *Quaternary Science Reviews* 1, 55-82.
- Cooks, J.; Pretorius, J.R., 1987. Weathering basins in the Clarens Formation sandstone, South Africa. *South African Journal of Geology* 90, 147-154.
- Corrêa Neto, A.V. 2000. Speleogenesis in Quartzite in Southeastern Minas Gerais, Brazil. In: *Speleogenesis Evolution of karst aquifer*. Kimchouk, A.B.; Ford, D.C.; Palmer, A.N.; Dreybrodt, W. (Eds.), National Speleological Society, Huntsville, 452-457.
- Craggs, R.J.; Zwart, A.; Nagels, J.W.; Davies-Colley, R.J., 2004. Modelling sunlight disinfection in a high rate pond. *Ecological Engineering* 22, 113-122.
- Curl, R.L., 1974. Scallops. *The NSS Bulletin* 36(2), 1-5.
- Czudek, T.; Demeck, J.; Marvan, P.; Panoš, V.; Raušer, J., 1964. Verwitterungs- und abtragungsformen des granits in der Böhmisches Masse. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 108, 182-192.
- Dahl, R., 1966. Block fields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway. *Geografiska Annaler* 48A, 55-85.
- Dahl, S.O.; Nesje, A., 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene* 4, 269-277.
- Dahl, S.O.; Nesje, A., 1996. A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case-study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene* 6, 31-398.
- Daveau, S., 1971. La glaciation de la Serra da Estrela. *Finisterra* 11, 5-40.
- Daveau, S.; Ferreira, A.B.; Vieira, G., 1997. Novas observações acerca da glaciação da Serra da Estrela. *Estudos do Quaternario* 1, 41-51.
- Davies-Colley, R.J.; Donnison, A.M.; Speed, D.J.; Ross, C.M.; Nagels, J.W., 1999. Inactivation of faecal indicator micro-organism in waste stabilisation ponds: interactions of environmental factors with sunlight. *Water Research* 33, 1220-1230.
- Davis, J.C., 1986. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons, New York.
- Davis, J.F., 2002. *Geologic map of California*. California Geological Survey.
- de Bruijn, C.H.; Andriessen, P.A.M., 2002. Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian Microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics* 349, 161-184.
- de Prado, C., 1864. *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta General de Estadística, Madrid.
- Dean, W.E.; Bradbury, J.P.; Anderson, R.Y.; Bader, L.R.; Dieterich-Rurup, K., 1994. A high-resolution record of climatic change in Elk Lake, Minnesota for the last 1500 years. U.S. Geological Survey Open-File Report 94-578, 127 pp.
- Dean, W.E.; Forester, R.M.; Bradbury, J.P., 2002. Early Holocene change in atmospheric circulation in the Northern Great Plains: an upstream view of the 8.2 ka cold event. *Quaternary Science Reviews* 21, 1763-1775.
- Demek, J., 1964. Slope development in granite areas of Bohemian Massif (Czechoslovakia). *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band* 5, 82-106.
- Derbyshire, E.; Gregory, K.J.; Hails, J.R., 1981. *Geomorphological processes*. Butterworths, London.
- Dewolf, Y., 1988. Stratified slope deposits. In: Clark, M.J. (Ed.), *Advances in periglacial geomorphology*. Wiley & Sons Ltd., Chichester. 91-110.
- Díaz de Neira, J.A.; Cabra Gil, P.; López Olmedo, F., 2000. Mapa geológico de España. Escala 1:50:000. Hoja 534, Colmenar Viejo. IGME, Madrid.
- Dimis, J.L.; Henriques, V.; Freitas, M.C.; Andrade, C.; Costa, P., 2006. Natural to anthropogenic firing in the Holocene evolution of three coastal lagoons (caldas da Rainha valley, Western Portugal). *Quaternary Science Reviews* 150, 41-51.
- Domínguez Villar, D., 1999. *La naturaleza de Torrelodones. Geología y ecología de la presierra noroccidental de Madrid*. Ayuntamiento de Torrelodones/Casa de la Juventud, Torrelodones.
- Domínguez Villar, D., 2002. *Morfoestructura del borde meridional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense, Madrid.

- Domínguez Villar, D., 2004. Evolución sedimentaria de una nava de la Sierra de Hoyo de Manzanares, Sierra de Guadarrama (Madrid, España). Implicaciones paleoclimáticas. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.) 99, 119-129.
- Domínguez-Villar, D., 2006. Early formation of gnammas (weathering pits) in a recently glaciated area of Torres del Paine, southern Patagonia (Chile). *Geomorphology* 76, 137-147.
- Dorale, J.A.; González, L.A.; Reagan, M.K.; Pickett, D.A.; Murell, M.T.; Baker, R.G., 1992. A high-resolution record of Holocene climate change in speleothem calcite from Cold Water Cave, Northeast Iowa. *Science* 258, 1626-1630.
- Dorn, R.I.; Oberlander, T.M., 1981. Microbial origin of desert varnish. *Science* 213, 1245-1247.
- Dorn, R.I.; Krinsley, D.H.; Liu, T.; Anderson, S.; Clark, J.; Cahill, T.A.; Grill, T.E., 1992. Manganese-rich rock varnish does occur in Antarctica. *Chemical Geology* 99, 289-298.
- Douglas, G.R., 1987. Manganese-rich rock coatings from Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 301-310.
- Dove, P.M., 1995. Kinetic and thermodynamic controls on silica reactivity. In: White, A.F.; Brantley, S.L. (Eds.), *Chemical weathering rates of silicate minerals. Reviews in Mineralogy* 31, Mineralogical Society of America, Washington, 235-290.
- Dove, P.M.; Elston, S.F., 1992. Dissolution kinetics of quartz in sodium chloride solutions: Analysis of existing data and a rate model for 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 4147-4156.
- Drake, F.E., 1859. Artificial origin of rock-basins. *Geologist* 2, 368-371.
- Driscoll, E.M., 1964. Landforms in the Northern Territory of Australia. In: Steel, R.W.; Prothero, R.M. (Eds.), *Geographers and the tropics: Liverpool Essays*. Green & Co., London. 57-80.
- Dyke, A.S.; Prest, V.K., 1986. Paleogeography of northern North America, 18,000-5,000 years ago. Geological Survey of Canada Map 1073A, scale 1:12,500,000.
- Dzulynski, S.; Kotarba A., 1979. Solution pans and their bearing on the development of pediments and tors in granite. *Zeitschrift für Geomorphologie* 23, 172-191.
- Edwards, R.L., 1988. High precision thorium-230 ages of corals and the timing of sea level fluctuations in the Late Quaternary. Ph. D. Thesis. California Institute of Technology, Pasadena.
- Elston, E.D., 1917. Potholes: their variety, origin and significance. *Science Monthly* 5, 554-567.
- Emery, K.O., 1946. Marine solution basins. *Journal of Geology* 54, 209-228.
- Erikstad, L.; Sollid, J.L., 1986. Neoglaciation in South Norway using lichenometric methods. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 40, 85-105.
- Fairbridge, R.W., 1968. Solution pits and pans. In: Fairbridge, R.W. (Ed.), *The Encyclopedia of geomorphology*. Downen, Hutchinson & Ross, Stroudsburg. 1033-1036.
- Fernández García, M.P., 1988. Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el macizo de Santa María de Nieva (Segovia). Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid.
- Fernández Mosquera, D.; Vidal Romaní, J.R.; Martí, K., 2000. Cronología glaciaria pleistocena del NW de la Península Ibérica mediante ²¹Ne cosmogénico en cuarzo. *Geogaceta* 28, 47-49.
- Ferreira, M.; Iglesias, M.; Noronha, F.; Pereira, E.; Ribeiro, A.R.M.L., 1988. Granitides da Zona Centro Iberica e seu enguadramento geodinamico. In: Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; Plaza, M.; Rodríguez Alonso, M.P. (Eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo hercínico. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*. Rueda, Alcorcón. 37-51.
- Ferreira, N.; Vieira, G.T., 1999. Guia geológico e geomorfológico do Parque Natural da Serra da Estrela. Instituto da Conservação da Natureza/Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Ferrer, D., 2003. Conservación de la naturaleza y territorio en Chile. El Parque Nacional de Torres del Paine y su área de influencia socioeconómica. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid.
- Figueiral, I.; Carcaillet, C.A., 2005. Review of Late Pleistocene and Holocene biogeography of highland Mediterranean pines (*Pinus* type *sylvestris*) on Portugal, based on wood charcoal. *Quaternary Science Reviews* 24, 2466-1476.
- Fisher, T.G., 2003. Chronology of Lake agassiz meltwater routed to the Gulf of Mexico. *Quaternary Research* 59, 271-276.
- Folk, R.L.; Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3-26.
- Fournier, R.O., 1983. A method of calculating quartz solubilities in aqueous sodium chloride solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 579-586.
- Fränzle, O., 1971. Die opferkessel im quarzitischen Sandstein von Fontainebleau. *Zeitschrift für Geomorphologie* 15, 212-235.
- Fränzle, O., 1978a. Formaciones glaciares y periglaciares en el sector del Sistema Central. *Estudios Geográficos* 39(151), 203-231.

- Fränze, O., 1978b. Formaciones glaciares y periglaciares en el sector oriental del Sistema Central. (2ª Parte). *Estudios Geográficos* 39(152), 363-418.
- Freise, F.W., 1938. Inselberge und Inselberglandschaften in granit- und gneissgebieten brasilians. *Zeitschrift für Geomorphologie* 10, 137-168.
- Freitas, M.C.; Andrade, C.; Rocha, F.; Tassinari, C.; Munhá, J.M.; Cruces, A.; Vidinha, J.; Marques da Silva, C., 2003. Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area. *The Holocene* 13, 433-446.
- Friedman, G.M.; Sanders, J.E., 1978. *Principles of sedimentology*. Wiley, New York.
- Fry, E.J., 1927. The mechanical action of crustaceous lichens on substrata of shale, schist, gneiss limestone and obsidian. *Ann. Bot.* 41, 437-460.
- Frye, J.C.; Swineford, A., 1947. Solution features on cretaceous sandstone in central Kansas. *American Journal of Science* 245, 366-379.
- Fuller, M.B., 1925. The bearing of some remarkable potholes on the Early Pleistocene glaciation of the Front Range, Colorado. *Journal of Geology* 33, 224-235.
- Garzón, M.G., 1980. Estudio geomorfológico de una transversal de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid.
- Gavrilović, D., 1968. Kamenice im magmatischen gestein Jugoslawiens. *Zeitschrift für Geomorphologie* 12, 43-59.
- Gilbertson, J.P., 1990. Quaternary geology along the eastern flank of the Coteau des Prairies, Grant county, South Dakota. Master thesis, University of Minnesota, Duluth.
- Godard, A., 1977. *Pays et paysages du granite*. Presses Universitaires de France, Paris.
- Goebel, J.E.; Walton, M., 1979. Geologic map of Minnesota. Quaternary geology. Minnesota Geological Survey State Map Series, S-4.
- Gómez-Moreno, F.J.; Núñez, L.; Plaza, J.; Alonso, D.; Pujadas, M.; Artíñano, B., 2006. Annual evolution and generation mechanisms of particulate nitrate in Madrid. *Atmospheric Environment* doi:10.1016/j.atmosenv.2006.07.040.
- González Martín, J.A.; Rubio Fernández, V.; García Giménez, R.; Jiménez Bellesta, R., 2007. Red paleosols sequence in a semiarid Mediterranean environmental region. *Environmental Geology* 51, 1093-1102.
- Goudie, A.S.; Migón, P., 1997. Weathering pits in the Spitzkoppe area, Central Namib Desert. *Zeitschrift für Geomorphologie* 41(4), 417-444.
- Goudie, A.S., Middleton, N.J., 2001. Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews* 56, 179-204.
- Grove, J.M., 1988. *The Little Ice Age*. Methuen, London.
- Guillien, Y., 1951. Les grèzes litées de Charentes. *Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud ouest* 22, 155-162.
- Gutiérrez Elorza, M., 2001. *Geomorfología climática*. Omega, Barcelona.
- Gutiérrez Elorza, M.; Ibáñez, M.J., 1979. Las «gnammas» de la región de Alcañiz. *Estudios Geológicos* 35, 193-198.
- Hall, A.M.; Glasser, N.F., 2003. Reconstructing the basal thermal regime of an ice stream in a landscape of selective linear erosion: Glen Avon, Cairngorm Mountains, Scotland. *Boreas* 32, 191-207.
- Hall, A.M.; Phillips, W.M., 2006. Weathering pits as indicators of the relative age of granite surfaces in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Geografiska Annaler* 88A, 135-150.
- Hartt, C.F., 1870. *Geology and physical geography of Brazil*. Trübner, London.
- Hättestrand, C.; Stroeven, A.P., 2002. A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: Geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion. *Geomorphology* 44, 127-143.
- Hedges, J., 1969. Opferkessel. *Zeitschrift für Geomorphologie* 13, 22-55.
- Hereford, R.; Thompson, K.S.; Burke, K.J., 1998. Numerical ages of Holocene tributary debris fans inferred from dissolution pitting on carbonate boulders in the Grand Canyon of Arizona. *Quaternary Research* 50, 139-147.
- Hills, E.S., 1949. Shore platforms. *Geological Magazine* 86, 137-152.
- Hilton, T.E., 1966. The Accra plains: landforms of a coastal savanna of Ghana. *Zeitschrift für Geomorphologie* 10, 369-386.
- Hu, F.S.; Wright Jr, H.E.; Ito, E.; Lease, K., 1997. Climatic effects of glacial Lake Agassiz in the midwestern United States during the last deglaciation. *Geology* 25, 207-210.
- Hudak, C.M.; Hajic, E.R., 2005. Landscape evolution of the Minnesota River valley. North-Central Section 39th Annual Meeting of the Geological Society of America (May 19-20, 2005, Minneapolis, MN), Abstracts with Program, 37, 5.

- Hulton, N.R.J.; Purves, R.S.; McCulloch, R.D.; Sugden, D.E.; Bentley, M.J., 2002. The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews* 21, 233-241.
- Hunt, C.B., 1954. Desert varish. *Science* 120, 183-184.
- Hunter, K.S.; Wang, Y.; Van Cappellen, P., 1998. Kinetic modeling of microbially-driven redox chemistry of subsurface environments: coupling transport, microbial metabolism and geochemistry. *Journal of Hydrology* 209 (1-4), 53-80.
- Ibarrola, E.; Villaseca, C.; Vialette, Y.; Fúster, J.M.; Navidad, M.; Peinado, M.; Casquet C., 1986. Dating of Hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *International Conference of Iberian Terranes Program* 233, 31.
- Ives, J.D., 1966. Block fields, associated weathering forms on mountain tops and nunatak hypothesis. *Geografiska Annaler* 48A, 220-223.
- Ives, J.D., 1978. The maximum extent of Laurentide Ice Sheet along the east coast of North America during the last glaciation. *Arctic* 31, 24-53.
- Jennings, J.N., 1985. *Karst geomorphology*. Basil Blackwell, Oxford.
- Jensen, J.A.D., 1889. Undersøgelse af Grønlands Vestkyst fra 64° til 67° NB. *Medd. om Grønland* 8, 35-131.
- Johansson, M.; Migón, P.; Olvmo, M., 2001. Development of joint-controlled rock basins in Bohus granite, SW Sweden. *Geomorphology* 40, 145-161.
- Jones R.E., 1971. The ecology of some species of Diptera on granite outcrops. Ph. D. Thesis. University of Western Australia, Perth.
- Jones, T.R., 1859. Notes on some granite tors. *Geologist* 2, 301-312.
- Juston, J.T., 1914. An outline of the physiographical geology (Physiography) of Western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin* 61.
- Jüttner, K., 1926. Die schalensteine und venusnappla des friedberger granitstockes. *Schlesische heimatkundliche Bücherei Folge* 1, 1-23.
- Kaser, G., 2002. Glacier mass balance and climate in the South American Andes. An example from the tropics and a long-term and large-scale concept for Southern Patagonia Icefield. In: Casassa, G.; Sepúlveda, F.; Sinclair, R.M. (Eds.), *The Patagonian Icefields*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York. 89-99.
- Kayser, E., 1912. *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie*. Enke.
- Kemmis, T.J.; Hallberg, G.R.; Lutenecker, A.J., 1981. Depositional environments of glacial sediments and landforms on the Des Moines Lobe, Iowa. *Guidebook Series, Number 6*. Iowa Geological Survey, Des Moines.
- King, L.C., 1968. The origin of bornhardts. *Zeitschrift für Geomorphologie* 10, 97-98.
- King, P.B., 1927. Corrosion and corrasion on Barton creek, Austin, Texas. *Journal of Geology* 35, 631-638.
- Kjøllmoen, B.; Andreassen, L.M.; Engeset, R.; Elvehøy, H.; Jackson, M.; Giesen, R.H., 2006. Glaciological investigations in Norway in 2005. *Norwegian Water Resources and Energy Directorate*, Oslo.
- Klaer, W., 1957. "Verkarsterscheinungen" in silikatgesteinen. *Freie Univ. (Berlin), Geog. Inst. Abh.* 5, 21-27.
- Kleman, J.; Stroeven, A.P., 1997. Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden. *Geomorphology* 19, 35-54.
- Kleman, J.; Hättstrand, C., 1999. Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature* 402, 63-66.
- Koch, J.; Kilian, R., 2005. "Little Ice Age" glacier fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile. *The Holocene* 15, 20-28.
- Kosach, H.P., 1952. Die verbreitung der karst- und pseudokarsterscheinungen über die Erde. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 96, 16-21.
- Krauskopf, K.B., 1956. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 10, 1-26.
- Krumbein, W.C., 1934. Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 4, 65-77.
- Lageat, Y.; Sellier, D.; Twidale, C.R., 1994. Mégalithes et Météorisation des granites en Bretagne littorale, France du nord-ouest. *Géographie Physique et Quaternaire* 48, 107-113.
- Lake, P.S.; Bayly, I.A.E.; Morton, D.W., 1989. The phenology of a temporary pond in western Victoria, Australia, with special reference to invertebrate succession. *Archiv für Hydrobiologie* 115, 171-202.

- Laraque, A.; Pouyaud, B.; Rocchia, R.; Robin, E.; Chaffaut, I.; Moutsambote, J.M.; Maziezoula, B. Censier, C.; Albouy, Y.; Elenga, H.; Etcheber, H.; Delaune, M.; Sondag, F.; Gasse, F., 1998. Origin and function of a closed depression in equatorial humid zones: the Lake Télé in North Congo. *Journal of Hydrology* 207 (3-4), 236-253.
- Lasaga, A.C., 1984. Chemical kinetics of water-rock interactions. *Journal of Geophysical Research* 89, 4009-4025.
- Lautensach, H., 1932. Estudo dos glaciares Serra da Estrela. *Memória e Notícias*, Coimbra VI, 1-60.
- Lázaro Ochaita, I., 1977. Estudio geomorfológico de la cuenca del Río Guadalix. (Evolución Neógeno-Cuaternario). *Estudios Geológicos* 33, 101-117.
- Lee, M.R.; Parsons, I., 1999. Biomechanical and biochemical weathering of lichen-encrusted granite: textural controls on organic-mineral interactions and deposition of silica-rich layers. *Chemical Geology* 161, 385-397.
- Lester, J.G., 1938. The geology of the region around Stone Mountain, Georgia. *University of Colorado Studies* 26, 88-91.
- Liestøl, O., 1969. Breffluktuasjoner. In: Ostrem, G.; Ziegler, T. (Eds.), *Atlas over breer i Sor-Norge*. Meddelelse 20 fra Hydrologisk afdeling, Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen. 14-16.
- Liu, T.; Broecker, W.S., 2000. How fast does the varnish growth? *Geology* 28(2), 183-186.
- López Ruiz, L.; Ozaeta, R.; Leal, F.; Lozano, A.; Martín, J.A.; Martínez, J.L.; Dante, A.; León, J.; Corres, H.; García de Miguel, J.M.; Paniagua, I.; Morillas, P., 2002. Catálogo de daños en los puentes de arco de fábrica de la red ferroviaria. U.D. Hormigón estructural, ETSICCP-UPM, U.N. de mantenimiento de infraestructuras. RENFE, Madrid.
- Lorenc, M.W.; Saavedra, J., 1980. Remarks on the pothole erosion at the Tormes River (Salamanca province, Spain). *Acta Geológica Hispánica* 15, 91-93.
- Lorenc, M.W.; Muñoz Barco, P.; Saavedra, J., 1995. Marmitas de gigante en el valle del Río Jerte como ejemplo de erosión fluvial intensiva por remolinos e influencia tectónica en su distribución y morfología. *Cuaternario y Geomorfología* 9, 17-26.
- Lowell, T.V.; Fisher, T.G.; Comer, G.C., 2005. Testing the Lake Agassiz meltwater trigger for the Younger Dryas. *EOS* 86(40), 365-373.
- MacCulloch, J., 1814. On the granite tors of Cornwall. *Transactions Geological Society* 2, 66-78.
- Maclaren, M., 1912. Notes on desert-water in Western Australia. "Gnamma" holes and "night-wells". *Geological Magazine* 9, 301-304.
- Madern, C.J., 1997. Late-glacial fluctuations of the South Patagonian Icefield, Torres del Paine National Park, southern Chile. *Quaternary International* 38/39, 61-68.
- Madern, C.J.; Clapperton, C.M., 1995. Fluctuations of the south Patagonian ice-field during the last glaciation and the Holocene. *Journal of Quaternary Science* 10, 197-210.
- Malaurie, J.; Guillen, Y., 1953. Le modelé cryonival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland). *Interprétation générale del grèzes litées*. *Bulletin de la Societe Géologique de France* 3, 703-721.
- Markgraf, V., 1993. Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del fuego and southernmost Patagonia, South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 102, 53-68.
- Markgren, M., 1962. *Detaljmorfologiska studier i fast berg och blockmaterial*. Svensk Geogra. Arsbok, Lund.
- Martí Bono, C.; Vidal Romaní J.R., 1981. Datos para la comparación del micromodelado en dos macizos de granitoides peninsulares. *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe* 2, 265-273.
- Martin, J.A.; Knapp, D.K., 1961. Route log 4. In: Hayes, W.C. (Ed.), *Guidebook to the Geology of the St. François Mountains Area*. Missouri Geological Survey, Des Moines, vol. Rept. Inv. 26, 137 pp.
- Martini, J.E.J., 2000. Dissolution of quartz and silicate minerals. In: Klimchouk, A.B.; Ford, D.C.; Palmer, A.N.; Dreybrodt, W. (Eds.), *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Hunstville. 171-174.
- Martinson, D.G.; Pisias, N.G.; Hays, J.D.; Imbrie, J.; Moore, T.C.; Shackleton, N.J., 1987. Age dating and Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1-29.
- Matsch, C.L., 1983. River Warren, the southern outlet of Lake Agassiz. *Geological Association of Canada Special Paper* 26, 231-244.
- Matthes, F.E., 1930. *Geologic history of the Yosemite Valley*. U.S. Geological Survey Professional Paper 160.
- McEwen, M.C.; Fessenden, F.W.; Rogers, J.J.W., 1959. Texture and composition of some weathered granites and slightly transported arkosic sands. *Journal of Sedimentary Petrology* 29, 477-492.
- Mercer, J.H., 1963. *Glacial geology of Ohio Range, Central Horlick Mountains, Antarctica*. Institute of Polar Studies Report 8.

- Mercer, J.H., 1976. Glacial History of southernmost South America. *Quaternary Research* 6, 125-166.
- Mercer, J.H., 1982. Holocene glacier variations in southern Patagonia. *Striae* 18, 35-40.
- Michael, J., 1983. Emplacement and differentiation of miocene plutons in the foothills of the southernmost Andes. Ph. D. Thesis University of Columbia, New York.
- Migón, P., 2006. Granite landscapes of the world. Oxford University Press, Oxford.
- Miller, C.D., 1989. Potential hazards from future volcanic eruptions in California. U.S. Geological Survey Bulletin 1847, 17 pp.
- Monzón, A.; Morages, A.; Acha, C., 1999. Seasonal analysis of air pollution levels in Madrid. *The Science of the Total Environment* 235, 343-345.
- Moore, G.F., 1842. A descriptive vocabulary of the language in common use amongst the aborigines of Western Australia. Wallbrook, London.
- Moreno Caballud, A., 2002. Registro del aporte de polvo de origen sahariano y de la productividad oceánica en la Cuenca del Norte de Canarias y en el Mar de Alborán. Respuesta a los últimos 250.000 años de cambio climático. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona.
- Moreno, P.I., 2002. Western Patagonia: a key area for understanding Quaternary paleoclimate at southern mid-latitudes. In: Casassa, G.; Sepúlveda, F.; Sinclair, R.M. (Eds.), *The patagnian icefields*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York. 43-54.
- Morey, G.B., 1993. Geologic map of Minnesota. Bedrock geology. University of Minnesota State Map Series S-19.
- Morse, J.W., 1983. The kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation. In: Reeder, R.J. (Ed.), *Carbonate: Mineralogy and Chemistry*. Reviews in Mineralogy 11, Mineralogical Society of America, Washington. 227-264.
- Mueller, J.E.; Twidale, C.R., 1988. Geomorphic development of City of Rocks, Grant County, New Mexico. *New Mexico Geology* 10, 74-79.
- Nagy, K.L., 1995. Dissolution and precipitation kinetics of sheet silicates. In: White A.F.; Brantley, S.L. (Eds.), *Chemical weathering rates of silicate minerals*. Reviews in Mineralogy 31, Mineralogical Society of America, Washington. 173-233.
- Nelson, D.M.; Hu, F.S.; Tian, J.; Stefanova, I.; Brown, T.A., 2004. Response of C₃ and C₄ plants to middle-Holocene climatic variation near the prairie-forest ecotone of Minnesota. *PNAS* 101, 562-567.
- Nemec, W.; Lorenc, M.W.; Saavedra, J., 1982. Photoled granite terrace in the Río Salor valley, western Spain: A study of bedrock erosion by floods. *Tecniterrae* 50, 6-21.
- Nesje, A., 2002. Late glacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in southern Norway. In: *Climate development and history of the North Atlantic realm*. Wefer, G.; Berger, W.; Behre, K.E.; Jansen, E. (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 233-258.
- Nesje, A.; Dahl, S.O., 1990. Autochthonous block fields in southern Norway: implications for geometry, thickness and isostatic loading of late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of Quaternary Science* 5, 225-234.
- Nesje, A.; Kvamme, M.; Rye, N.; Lovlie, R., 1991. Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, western Norway; Evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews* 10, 87-114.
- Nesje, A.; Lie, Ø.; Dahl, O., 2000. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records?. *Journal of Quaternary Science* 15, 587-601.
- Nesje, A.; Matthews, J.A.; Dahl, S.O.; Berrisford, M.S.; Andersson, C., 2001. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene* 11, 267-280.
- Nesje, A.; Dahl, S.O., 2003. The 'Little Ice Age' - Only temperature? *The Holocene* 13, 139-145.
- Netoff, D.I.; Shroba, R.R., 2001. Conical sandstone landforms cored with clastic pipes in Glen Canyon National Recreation Area, Southwestern Utah. *Geomorphology* 39, 99-110.
- Nichols, R.L., 1953. Geomorphology of Marguerite Bay, Palmer Peninsula, Antarctica. Ronne Antarctic Research Expedition Technical Report 12.
- Nordenskjöld, O., 1914. Einige Züge der physischen geographie und der entwicklungsgeschichte Südgrönlands. *Geog. Zeit* 20, 425-441, 505-524, 628-641.
- Obemaier, H.; Carandell, J., 1917. Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. *Trabajos de Museo de Ciencias Naturales (Serie Geol.)* 19, 95 pp.
- Ojakangas, R.W.; Matsch, C.L., 1982. Minnesota's geology. University of Minnesota, Minneapolis.
- Ollier, C.D., 1960. The inselberg of Uganda. *Zeitschrift für Geomorphologie* 4, 43-52.
- Ormerod, G.W., 1859. On the rock basins in the granite of the Dartmoor district, Devonshire. *Quarterly Journal Geological Society of London* 15, 16-29.

- Parizek, E.J., 1949. The geology of the Tiff and Vineland quadrangles of southeast Missouri. State University of Iowa, Des Moines.
- Patterson, C.J., 1996. The glacial geology of southwestern Minnesota with emphasis on the deposits and dynamics of the Des Moines lobe. Ph. D. thesis, University of Minnesota, Minneapolis.
- Patterson, C.J.; Boerboom, T.J., 1999. The significance of pre-existing, deeply weathered crystalline rock in interpreting the effects of glaciation in the Minnesota River valley, U.S.A. *Annals of Glaciology* 28, 53-58.
- Pedraza, J., 1978. Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid.
- Pedraza, J., 1982. Geomorfología y geología: consideraciones epistemológicas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 80, 39-48.
- Pedraza, J., 1984. Domos graníticas de exhumación cuaternaria en la rampa de Cadalso de los Vidrios, (Sistema Central Español). In: *Actas del I Congreso Español de Geología, Madrid. V.I, 535-552.*
- Pedraza, J., 1994a. Sistema Central. In: Gutiérrez Elorza, M. (Ed.), *Geomorfología de España.*, Rueda, Alcorcón. 63-100.
- Pedraza, J., 1994b. Periglacialismo del Sistema Central Español. In: Gómez Ortiz, A.; Simón Torres, M.; Salvador Franch, F. (Eds.), *Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares.* SEG, Granada. 147-164.
- Pedraza, J., 1996. Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Rueda, Madrid.
- Pedraza, J.; Centeno, J.D., 1987. Nuevo foco glacial pleistoceno en la Sierra de Guadarrama. *Actas de la VII reunión sobre el Cuaternario. AEQUA, Santander.* 183-185.
- Pedraza, J., Sanz, M.A.; Martín, A., 1989. Formas Graníticas de la Pedraza. Agencia de Medio Ambiente de la Comunidad de Madrid, Madrid.
- Peña Monné, J.L.; Chueca, J.; Lampre, F., 1998. Estado actual del conocimiento del glacialismo pleistoceno de la vertiente meridional del Pirineo central. In: Gómez Ortiz, A.; Pérez Alberti, A. (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas.* Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico, Santiago de Compostela. 211-238.
- Pérez González, A., 1994. Depresión del Tajo. In: *Geomorfología de España.* Gutiérrez Elorza, M. (Ed.), Rueda, Alcorcón, 389-436.
- Petersen, F., 1896. Beretning om Rejsen. *Medd. om Grønland* 14, 265-287.
- Petit, M., 1971. Contribution à l'étude morphologique des reliefs granitiques à Madagascar. Université de Tananarivo, Tananarivo.
- Pisano, E., 1974. Estudio ecológico de la región continental del sur del área Andino-Patagónica. II: Contribución a la fitogeografía de la zona del «Parque Nacional Torres del Paine». *Anales Instituto de la Patagonia, Punta Arenas (Chile)* 5, 59-104.
- Porter, S.C., 2000. Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. *Journal of Quaternary Science* 15, 395-408.
- Portugal Ferreira, M.; Macedo, C.A.R.; Alves, E.I., 1985. Azonalidade interna de um plutonito; estruturas condicionantes e idades de evolucao (plutonito du Fundao, Portugal Central). *Memorias e Noticias Publicacoes do Museu e Laboratorio Mineralogico e Geologico da Universidade da Coimbra* 99, 213-218.
- Pujadas, M.; Plaza, J.; Terés, J.; Artíñano, B.; Millán, M., 2000. Passive remote sensing of nitrogen dioxide as a tool for tracking air pollution in urban areas: the Madrid urban plume, a case of study. *Atmospheric Environment* 34, 3041-3056.
- Quirke, T.T., 1924. Pot-holes and certain features of glacial abrasion. *Illinois State Academy of Science Transactions* 17, 194-198.
- Ranta, E., 1982. Animal communities in rock pools. *Annales Zoologici Fennici* 19, 337-347.
- Rasmusson, G., 1959. Karstformen im granit des Fichtelgebirges. *Die Höhle* 10, 1-4.
- Reid, C. et al., 1912. The geology of Dartmoor. *Mem. Geol. Surv. Explan. Sheet* 338.
- Reneau, S.L., 1993. Manganese accumulation in rock varnish on a desert piedmont, Mojave Desert, California, and application to evaluating varnish development. *Quaternary Research* 40, 309-317.
- Revelle, R.; Fairbridge, R.W., 1957. Carbonates and carbon dioxide. In: *Treatise on marine ecology and paleoecology.* Geological Society of America Memories 67, 239-296.
- Richards, D.A.; Dorale, J.A., 2003. Uranium series chronology and environmental applications of speleothems. In: Bourdon, B.; Henderson, G.M.; Lundstrom, C.C.; Turner, S.P. (Eds.), *Uranium-series geochemistry.* Reviews in Mineralogy 52, Geochemical Society and Mineralogical Society of America, Washington, 407-460.

- Rimstidt, J.D.; Barnes, H.L., 1980. The kinetics of silica-water reactions. 44, 1683-1699.
- Rodríguez-Fernández, L.R., 2004. Mapa geológico de España a escala 1:2.000.000. In: Vera, J.A., (Ed.), Geología de España, SGE-IGME, Madrid.
- Roig, F., 1986. Tundra y tundrización en el SW de Santa Cruz, Argentina. *Acta Geocriológica* 4, 129-140.
- Röthlisberger, F., 1986. 10000 Jahre gletschergeschichte der erde. Verlag Sauerlander, Arau.
- Runemark, H., 1956. Studies in Rhizocarpon I & II. *Opera Botanica* 2.
- Ruxton, B.P.; Berry, L., 1957. Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. *Bulletin of the Geological Society of America* 68, 1263-1291.
- Samuelsson, L.; Werner, M., 1978. Weathering pits in the Lake Mjörn area northeast of Göteborg. *Geografiska Annaler* 60A, 9-21.
- Sancho, C.; Benito, G., 1990. Factors controlling tafoni weathering in the Ebro Basin (NE Spain). *Zeitschrift für Georphologie* 34, 165-177.
- Sanz Herraiz, C., 1988. El relieve del Guadarrama oriental. Consejería de Política Territorial, Madrid.
- Sanz Núñez, A.C., 1991. Climatología. Atlas nacional de España. Tomo I Sección II (grupo 9). Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid.
- Sanz Pérez, E., 1994. In: Arnáez, J.; García Ruiz, J.M.; Gómez Villar, A. (Eds.), Geomorfología en España. Sociedad Española de Geomorfología, Logroño, T.I, 91-105.
- Sanz, M.A., 1987. Los relieves residuales de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español): sucesión y génesis. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense, Madrid.
- Sanz, M.A., 2001. Desarrollo y validación de un procedimiento digital para los análisis morfográficos. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid.
- Sauchyn, D.J.; Cruden, D.M.; Hu, X.Q., 1998. Structural control of the morphometry of open rock basins, Kananaskis region, Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology* 22, 313-324.
- Schipull, K., 1978. Waterpockets (Opferkessel) in Sandstein des zentralen Colorado-Plateaus. *Zeitschrift für Geomorphologie* 22, 426-438.
- Schmidt-Tomé, P., 1937. Der tektonische bau und die morphologische gestaltung von Helgoland. *Abhandlungen und Verh. des Naturw. Vereins in Hamburg* 1, 215-249.
- Schmidt-Tomé, P., 1943. Karrenbildung in Kristallinen Gestein. *Deutsche Geol. Gesell. Z.* 95, 53-56.
- Schmitz, M.D.; Bowering, S.A.; Southwick, D.L.; Boerboom, T.J.; Wirth, K.R., 2006. High-precision U-Pb geochronology in the Minnesota River valley subprovince and its bearing on the Neoproterozoic evolution of the southern Superior Province. *Geological Society of America Bulletin* 118(1-2), 82-93.
- Schulz, M.S.; White, A.F., 1999. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico III: Quartz dissolution rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 337-350.
- Schwenzner, J.E., 1937. Zur morphologie des zentralspanischen hochlandes. *Geogr. Abhandl.* 3ª Ser., X(3), 128 pp.
- Seierstad, J.; Nesje A.; Dahl, S.O.; Simonsen, J.R., 2002. Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Groniingstolsvatnet, western Norway. *The Holocene* 12, 211-222.
- Sellier, D., 1997. Utilisation des mégalithes comme marqueurs de la vitesse de l'érosion des granites en milieu tempéré: enseignements apportés par les alignements de Carnac (Morbihan). *Zeitschrift für Geomorphologie* 41, 319-356.
- Serrano Cañadas, E., 1998. Geomorfología estructural: una introducción. Enrique Serrano, Santander.
- Serrano Pinto, M.; Casquet, C.; Ibarrola, E.; Corretgé, L.G.; Portugal Ferreira, M., 1988. Síntese geocronológica dos granióides do Maciço Hespérico. In: Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; Plaza, M.; Rodríguez Alonso, M.P. (Eds.), Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo hercínico. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Rueda, Alcorcón. 69-86.
- Setterholm, D.R.; Morey, G.B., 1989. An extensive pre-Cretaceous weathering profile in east-central and southern Minnesota. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1989-H.
- Smith, J.F.; Albritton, C.C., 1941. Solution effects on limestone as a function of slope. *Geological Society of America Bulletin* 52, 61-78.
- Smith, L.L., 1941. Weather pits in granite of the Southern Piedmont. *Journal of Geomorphology* 4, 117-127.
- Solé Sabaris, L.L.; Font Quer, N.; Llopis, N.; Masachs, V., 1952. Geografía física de España. Tomo I de la Geografía de España y Portugal. Montaner y Simón, Barcelona.
- Soller, D.R.; Packard, P.H., 1998. Digital representation of a map showing the thickness and character of Quaternary sediments in the glaciated United States east of the Rocky Mountains. *U.S. Geological Survey, Digital Data Series DDS-38.*

- Staiger, J.W.; Marchant, D.R.; Schaefer, J.M.; Oberholzer, P.; Johnson, J.V.; Lewis, A.R.; Swanger, K.M., 2006. Plio-Pleistocene history of Ferrar Glacier, Antarctica: Implications for climate and ice sheet stability. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 489-503.
- Stone, P.; Dunne, G.C.; Moore, J.G.; Smith, G.I., 2000. Geologic map of The Lone Pine 15' quadrangle, Inyo county, California. Geologic Investigations Series, U.S. Geological Survey Map I-2617.
- Sugden, D.E.; Watts, S.H., 1977. Tors, felsenmeer, and glaciation in northern Cumberland Peninsula, Baffin Island. *Canadian Journal of Earth Sciences* 14, 2817-2823.
- Tadesse, I.; Green, F.B.; Puhakka, J.A., 2004. Seasonal and diurnal variations of temperature, pH and dissolved oxygen in advanced integrated waste water. *Water Research* 38, 645-654.
- Talbot, H.W.B., 1912. The North Coolgardie and East Murchison Goldfields. Geological Survey of Western Australia Bulletin 45.
- Teixeira, C.; Santos, J.P.; de Carvalho, H.F.; Peinador, A.; Margarida, M., 1974. Carta geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Noticia explicativa da foha 20-B. Covilhã. Lisboa.
- Tester, J.W.; Worley, W.G.; Robinson, B.A.; Grigsby C.O.; Feerer, J.L., 1994. Correlating quartz dissolution kinetics in pure water from 25 to 625°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 2407-2420.
- Thomas, M.F., 1974. Tropical geomorphology. Macmillan, London.
- Throleifson, L.H., 1996. Review of Lake Agassiz history. In: Teller, J.T.; Thorleifson, L.H.; Matile, G.; Brisbin, W.C. (Eds.), *Sedimentology, Geomorphology and history of the Central Lake Agassiz Basin. Annual Meeting. Field trip guide book B2.* Geological Association of Canada / Mineralogical Association of Canada, Winnipeg.
- Tindale H.B.; Lindsay, H.A., 1963. Aboriginal australians. Jacaranda Press, Brisbane.
- Trent, D.D., 1984. Geology of the Joshua Tree National Monument. Riverside and San Bernardino Counties. *California Geology* 37, 75-86.
- Trent, D.D.; Hazlett, R.W., 2002. Joshua Tree National Park Geology. Joshua Tree National Park Association, Twentynine Palms.
- Tricart J.; Callieux, A., 1961. Le modelé des régions sèches. C.D.U., Paris.
- Trombotto, D., 2000. Survey of cryogenic processes, periglacial forms and permafrost conditions in South America. *Revista del Instituto Geologico (Sao Paolo)* 21, 35-55.
- Trombotto, D., 2002. Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes. *South African Journal of Science* 98, 1-10.
- Tschang, H-L., 1962. Some geomorphological observations in the region of Tampin, southern Malaya. *Zeitschrift für Geomorphologie* 6, 253-259.
- Tucker, R.D.; Krogh, T.E.; Raheim, A., 1990. Proterozoic evolution and age-province boundaries in central part of Western Gneiss Region, Norway: results of U-Pb dating of accessory minerals from Trondheimsfjord to Geiranger. In: Gower, C.F.; Rivers, T.; Ryan, B. (Eds.), *Mid-Proterozoic geology of the southern margin of proto-Laurentia-Baltica.* Geological Association of Canada Special Paper 38.
- Turon, J.L.; Lézine, A.M.; Denéfle, M., 2003. Land-sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dinocyst record from the Portuguese margin. *Quaternary Research* 59, 88-96.
- Twidale, C.R., 1962. Steepened margins of the inselberg from north-western Eyre Peninsula, South Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie* 6, 51-69.
- Twidale, C.R., 1972. Flared slopes, scarp-foot weathering and the piedmont angle; comparisons between Australia, southern Africa and the western United States. *South African Geographical Journal* 4, 45-52.
- Twidale, C.R., 1976. Analysis of landforms. John Wiley & Sons Australasia, Sydney.
- Twidale, C.R., 1982. Granite Landforms. Elsevier, Amsterdam.
- Twidale, C.R., 1988. Granite landscapes. In: Moon B.P.; Dardis, G.F. (Eds.), *The geomorphology of South Africa.* Southern Book Publishers, Johannesburg. 198-230.
- Twidale, C.R., 1990. The origin and implications of some erosional landforms. *Journal of Geology* 98, 343-364.
- Twidale, C.R., 1999. Geological methods of dating of land surfaces. *Studia Geologica Salamanticensia Volumen especial VII*, 29-49.
- Twidale, C.R.; Corbin, E.M., 1963. Gnammas. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 14, 1-20.
- Twidale, C.R.; Bourne, J.A., 1975. The subsurface initiation of some minor granite landforms. *Journal of the Geological Society of Australia* 22, 477-484.
- Twidale, C.R.; Bourne, J.A., 1976. Origin and significance of pitting on granite rocks. *Zeitschrift für Geomorphologie* 20, 405-416.
- Twidale, C.R.; Bourne, J.A., 1977. Rock Doughnuts. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 26, 15-28.
- Twidale, C.R.; Bourne, J.A., 1978a. Bornhardts. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band* 31, 111-137.

- Twidale, C.R.; Bourne, J.A., 1978b. A note on cylindrical gnammas or weather pits. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 26, 135-137.
- Twidale, C.R.; Sved, G., 1978. Minor granite landforms associated with the release of compressive stress. *Australian Geographical Studies* 16, 161-174.
- Twidale, C.R.; Vidal Romaní, J.R., 2005. In: *Landforms and geology of granite terrains.*, Balkema, Hardbound, 207-234.
- Udden, J.A., 1925. Etched potholes. *University of Texas Bulletin* 2509, 9 pp.
- Uña, E., 1996. Análisis morfométrico de gnammas en rocas graníticas. Resultados de un estudio piloto en Galicia. *Minus* 5, 141-154.
- Uña, E., 1997. Variables de control en la génesis y desarrollo del modelado granítico. Análisis de las microformas en el macizo de Manzaneda (Galicia, España). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 22, 29-42.
- Uña, E., 1998. Estudio multivariado del micromodelado granítico: Interpretación comparada de la génesis y evolución de las gnammas en macizos antiguos. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 23, 271-282.
- Uña, E., 1999. Evidencias y pruebas significativas sobre la degradación subaérea en formas menores graníticas: Análisis de Caos. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 24, 177-190.
- Uña, E.; Vidal Romaní, J.R., 2000. Procesos degradativos en antiguas superficies grabadas sobre granitos: Indicadores de magnitud y patrones de estado. *Geogaceta* 28, 145-148.
- Van de Knaap, W.O.; Van Leeuwen, J.F.N., 1994. Holocene vegetation, human impact, and climatic change in Serra da Estrela, Portugal. *Diss. Bot.* 234, 497-535.
- Van de Knaap, W.O.; Van Leeuwen, J.F.N., 1995. Holocene vegetation succession and degradation as responses to climatic change and human activity in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 89, 153-211.
- Van de Knaap, W.O.; Van Leeuwen, J.F.N., 1997. Late glacial and Early Holocene vegetation succession, altitudinal vegetation zonation and climate change in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 97, 239-285.
- Vaudour, J., 1977. Contribution a l'étude geomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride. La région de Madrid. Alterations, sols, et paleosols. Université d'Aix-Marseille, Marseille.
- Vidal Romaní, J.R. 1982. El papel del agua en la evolución de la pía (vasque, gnamma). *Correlación estadística de medidas. Boletín Auriensis* 12, 83-112.
- Vidal Romaní, J.R., 1983. El Cuaternario de la provincia de la Coruña. *Geomorfología granítica. Modelos elásticos para formación de cavidades. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid.*
- Vidal Romaní, J.R., 1984. Microformas graníticas tipo tafoni (cachola) y gnamma (pía). Un micromodelado sin relación con el clima o la estacionalidad. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 7, 273-277.
- Vidal Romaní, J.R., 1985. Estudio teórico sobre el origen de las características morfológicas de las pías (gnammas, vasque). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 10, 133-168.
- Vidal Romaní, J.R., 1989. *Geomorfología granítica en Galicia (NW España)*. 13, 89-163.
- Vidal Romaní, J.R., 1990. Formas menores en rocas graníticas: un registro de su historia deformativa. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 15, 317-328.
- Vidal Romaní, J.R. ; Ramanohison, H. ; Rabenandrasana, S., 1997. *Géomorphologie granitique du Massif de l'Andringitra: Sa relations avec l'évolution de l'île pendant le Cénozoïque*. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 22, 183-208.
- Vidal Romaní J.R.; Twidale, C.R., 1998. Formas y paisajes graníticos. Universidade da Coruña, A Coruña.
- Vidal Romaní, J.R.; Fernández Mosquera, D.; Martí, K.; Brum Ferreira, A., 1999. Nuevos datos sobre la cronología glacial pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 24, 7-30.
- Vieira, G.T., 1998. Periglacial research in the Serra da Estrela: an overview. In: Vieira, G.T., (Ed.), *Glacial and periglacial geomorphology of Serra da Estrela. Guidebook for the fieldtrip, IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments. CEG and Department of Geography, University of Lisbon, Lisbon.* 49-65.
- Vieira, G.T., 2004. *Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Ambientes frios do Plistocénico superior e dinâmica actual. Universidade de Lisboa, Lisboa.*
- Vieira, G.T.; Ferreira, A.B., 1998. General characteristics of the glacial geomorphology of the Serra da Estrela. In: Vieira, G.T. (Ed.), *Glacial and periglacial geomorphology of Serra da Estrela. Guidebook for the fieldtrip, IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments. CEG and Department of Geography, University of Lisbon, Lisbon.* 37-48.

- Vieira, G.T.; Mora, C., 1998. General characteristics of the climate of the Serra da Estrela. In: Vieira, G.T. (Ed.), *Glacial and periglacial geomorphology of Serra da Estrela. Guidebook for the fieldtrip*, IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments. CEG and Department of Geography, University of Lisbon, Lisbon. 26-36.
- Vieira, G.T.; Ferreira, A.B.; Mycielska-Dowgiallo, E.; Woronko, B.; Olszak, I., 2001. Thermoluminescence dating of fluvio-glacial sediments (Serra da Estrela, Portugal). In: *Actas V Reunião do Quaternário Ibérico*. SGP, Lisbon. 85-88.
- Vieira, G.T.; Mora, C.; Ramos, M., 2003. Ground temperature regime and geomorphological implications in a mediterranean mountain (Serra da Estrela, Portugal). *Geomorphology* 52, 57-72.
- Vilaplana, J.M., 1987. *Guia dels paisatges granítics dels països catalans*. Kapel, Barcelona.
- Villalba, R., 1994. Tree-ring and glacial evidence for the medieval warm epoch and the Little Ice Age in southern South America. *Climate Change* 26, 183-197.
- Villaseca, C., 2003. Sobre el origen del batolito granítico del Sistema Central Español. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 98, 23-39.
- Watson, A.; Pye, K., 1985. Pseudokarstic micro-relief and other weathering features on the Mswati granite (Swaziland). *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 29, 285-300.
- Wentworth, C.K., 1944. Potholes, pits, and pans: Subaerial and marine. *Journal of Geology* 52, 117-130.
- Wezens, G., 1999. Fluctuations of outlet and valley glaciers in the southern Andes (Argentina) during the past 13,000 years. *Quaternary Research* 51, 238-247.
- White, A.F.; Brantley, S.L., 1995. Chemical weathering rates of silicate minerals: An overview. In White, A.F.; Brantley, S.L. (Eds.), *Chemical weathering rates of silicate minerals. Reviews in Mineralogy* 31, Mineralogical Society of America, Washington, 1-22.
- Wiggins, G.B.; Mackay, R.J.; Smith, I.M., 1980. Evolutionary and ecological strategies of animals in annual temporary pools. *Archiv für Hydrobiologie Suppl.* 58, 97-206.
- Wilhelmy, H., 1958. *Klimamorphologie der Massengesteine*. Westermann, Braunschweig.
- Williams, W.D., 1985. Biotic adaptations in temporary lentic waters, with special reference to those in semi-arid and arid regions. *Hydrobiologia* 125, 85-110.
- Wilson, T.J., 1983. Stratigraphic and structural evolution of the Última Esperanza foreland fold-thrust belt, Patagonian Andes, southern Chile. Ph. D. Thesis. University of Columbia, New York.
- Wollast, R., 1967. Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered solutions at low temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 635-648.
- Woodward, H.P., 1912. A general description of the northern portion of the Yilgarn goldfield and the southern portion of the north Coolgardie goldfield. *Geological Survey of Western Australia Bulletin* 46.
- Worth, R.H., 1953. Dartmoor. In: Spooner, G.M.; Russell, R.S. (Eds.), *David & Charles*, New Abbott.
- Zeil, W., 1958. Sedimentation in der Magellanischen geosyncline mit besonderer Berücksichtigung des flysch. *Geologische Rundschau* 47, 425-443.
- Zotov, V.D., 1941. Pot-holing of limestone by development of solution cups. *Journal of Geomorphology* 4, 71-73.

APÉNDICES

A-1 Listado de abreviaturas

AAS: Atomic absorption spectrometer
AH: Estación de Alabama Hills
AO: Agregados orientados
AO+550°C: Agregados orientados a 550 °C
AO+EG Agregados orientados en solución glicolada
BP: Before present
BS: Estación de Big Stone
BU: Estación de Bustarviejo
CN: Estación de Curral da Nava
CH: Estación de Canto Hastial
DJ: Estación de Djupvasshytta
DRX: Difracción de rayos X
EDX: Análisis de rayos X por dispersión de energías
ELA: Equilibrium line altitude
ETP: Evapotranspiración potencial
EY: Estación de El Yelmo
FIS: Fenoscandian Ice Sheet
GMA: Gnamma morphometric analysis
ICP-MS: Inductively coupled plasma mass spectrometer
JT: Estación de Joshua Tree
K-S: Kolmogorov- Smirnov test
K-S D: Kolmogorov-Smirnov distance
LD: Estación de Los Decorados
LGM: Last Glacial Maximum
LIA: Little Ice Age
LIS: Laurentide Ice Sheet
LR: Estación de Lagoa Redonda
MIS: Marine isotope stage
msnm: metros sobre el nivel del mar
NAO: North Atlantic Oscillation
NPI: Northern Patagonian Icefield
ORP: Potencial de oxido-reducción
PS: Estación de Peña Sacra
SEM: Scanning electron microscope
SPI: Southern Patagonian Icefield
TP: Estación de Torres del Paine
VA: Estación de Valdemanco
WGR: Western Gneis Region

A-2. Trabajos relacionados con la temática de esta tesis

- Domínguez Villar, D., 2004. Evolución sedimentaria de una nava de la Sierra de Hoyo de Manzanares, Sierra de Guadarrama (Madrid, España). Implicaciones paleoclimáticas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol)*, 99: 119-129.
- Domínguez-Villar, D., 2006. Early formation of gnammas (weathering pits) in a recently glaciated area of Torres del Paine, southern Patagonia (Chile). *Geomorphology*, 76: 137-147.
- Domínguez-Villar, D., Arteaga, C., Gacía-Giménez, R., Smith, E., Pedraza, J., 2007: Diurnal and seasonal water variations of temperature, pH, redox potencial and conductivity in gnammas (weathering pits): Implications for chemical weathering. *Catena*. doi:10.1016/j.catena.2007.03.018.
- Domínguez-Villar, D. and Jennings, C.E., 2007. Multiphase evolution of gnammas (weathering pits) in a Holocene deglacial granite landscape, Minnesota (USA). *Earth Surface Processes and Landforms*. doi:10.1002/esp.1532.