Capítulo

5 Meteorización y formas resultantes

CONTENIDO

5.1. Introducción
5.2. Tipos y procesos de meteorización
5.3. Formas resultantes de la meteorización
5.4. Aspectos prácticos de la meteorización

5.1 Introducción

La meteorización es el fenómeno más fundamental en la evolución del modelado. Es la precursora del ciclo geológico de erosión, transporte y sedimentación. En el desarrollo del karst la meteorización es el principal agente de la generación de este tipo de modelado. También es esencial en el desarrollo de los suelos, regolitos y en la alteración de las piedras monumentales (Turkington *et al.*, 2005).

La meteorización es la respuesta de los materiales que estaban en equilibrio dentro de la litosfera a condiciones en o cerca de su contacto con la atmósfera, hidrosfera y, quizá todavía más importante, la biosfera (Reiche, 1950). La importancia de la biosfera está sobredimensionada. Una definición muy parecida es la indicada por Winkler (1973). Una gran parte de las rocas han estado sometidas a elevadas presiones y temperaturas, en ausencia de aire y agua. Al aflorar en superficie tienen que buscar condiciones en equilibrio con presiones de una atmósfera, temperaturas mucho menores y presencia de aire y agua, que son las condiciones existentes en el contacto litosfera-atmósfera (Carroll, 1970). Algunos procesos mecánicos de meteorización fragmentan las rocas, mientras que la actividad química altera los diversos tipos de minerales. La acción biológica afecta a las rocas desintegrándolas tanto física como bioquímicamente. El resultado es la generación de una película superficial de alteración. La meteorización facilita la actuación de los procesos erosivos, ya que la carencia de la alteración debilita considerablemente la denudación. Los productos resultantes de la meteorización se reestructuran formando minerales y rocas de neoformación que, a veces, pueden ser indicadores paleoclimáticos (Birkeland, 1984; Migon y Lidmar-Bergström, 2002; Bremmer, 2002).

De la definición de Reiche (1950) se deduce que el clima ejerce una influencia fundamental en los procesos de meteorización. Estas circunstancias se reflejan claramente en los diagramas de Peltier (1950) y Wilson (1968, 1969) en los que se relacionan los procesos de meteorización con las variaciones de precipitación y temperaturas medias anuales (Figs. 12.1 y 12.3).

En la alteración de las rocas en ambientes desérticos fríos y polares (Ugolini, 1986) el proceso fundamental es el hielo-deshielo que ejerce su máxima acción en los ambientes cuyas temperaturas medias oscilan alrededor de 0 °C. En estas regiones polares, las bajas temperaturas afectan no solo a la velocidad de las reacciones químicas, sino también al estado del agua. Las bajas temperaturas retardan la disolución, excepto para las rocas carbonatadas. También las bajas temperaturas afectan directa o indirectamente a la colonización, crecimiento y descomposición de los componentes biológicos. Por el contrario, se tienen factores favorables para la actividad de los procesos físicos y químicos: duración de la radiación solar durante el verano, una mayor radiación ultravioleta, elevados gradientes de temperatura, ciclos de humedecimiento y secado y de hielo-deshielo, etc. Se puede concluir que la débil meteorización en las regiones polares es el resultado de factores climáticos adversos que traen consigo la disminución de la producción de biomasa, velocidad de descomposición de la materia orgánica, y también decrece la lixiviación y la formación de quelatos.

La alteración de las rocas en las zonas áridas es el resultado sobre todo de las amplias variaciones diarias y estacionales de temperatura y humedad relativa. Además, en los desiertos los afloramientos rocosos suelen ser más abundantes que en otras zonas climáticas y las características litológicas y estructurales de los mismos se dejan sentir en la actuación de los procesos y en las morfologías resultantes (Fig. 5.1). En estos ambientes desérticos la meteorización física tiene un peso específico mayor que las meteorizaciones biológica y química. La escasez de agua y las altas temperaturas existentes traen consigo un débil desarrollo de la vida animal y vegetal y, por consiguiente, la meteorización biológica es muy reducida (Bierman y Caffee, 2001; Viles, 2005). Igualmente, este déficit hídrico afecta a la actividad e intensidad de la meteorización química, ya que el agua es necesaria para el ataque a las estructuras cristalinas y para la posterior movilización de los iones en disolución. No obstante, algunos procesos como la meteorización salina son de tipo físico-químico y ésta lleva implícita la disolución y precipitación de sales de elevada solubilidad y la posterior rotura de la roca (Cooke *et al.*, 1993). También se reconocen en las zonas áridas la formación de óxidos de hierro por acción capilar y la movilización de sílice y alúmina en medios alcalinos (Smith, 1994). Todo ello parece indicar que en los desiertos se desarrollan la mayoría de los procesos de meteorización química, pero su intensidad disminuye considerablemente con relación a los ambientes más húmedos. Por otro lado, en las regiones áridas podemos encontrar algunas formas y depósitos heredados de diferentes condiciones climáticas pasadas, tales como perfiles de alteración, lateritas, dolinas y cavidades kársticas, etc. Todos ellos se formaron en climas pretéritos mucho más húmedos en los que la meteorización química era más acusada.

El resultado de la actividad de los procesos de meteorización se manifiesta en las rocas por disgregación granular, descamación y fracturación. Las partículas liberadas se movilizan por los procesos erosivos fluviales y eólicos,

quedando impresas sobre la roca diversas morfologías, como consecuencia de la desigual actividad de los procesos de alteración. Estas formas suelen ser de pequeño tamaño y se caracterizan fundamentalmente por la presencia de oquedades poco profundas en la superficie de la roca (Goudie, 1989a).

En las zonas tropicales húmedas los procesos dominantes son los de meteorización química con una lixiviación máxima, como consecuencia de las mayores precipitaciones. Además la alteración en estas zonas es más intensa y profunda por las elevadas temperaturas, que incrementan la velocidad de las reacciones químicas. Además tienen una densa vegetación que aporta a la capa superficial una gran cantidad de materia orgánica, que en su mayor parte es consumida por las bacterias, por lo que son suelos con poco humus. Las condiciones de elevadas temperaturas y precipitaciones incrementan la biota y la fauna. La acción de diferentes tipos de especies faunísticas efectúa un papel singular en la movilización del material superficial y también en la construcción de pequeños montículos (Fig. 5.2). No cabe duda de que el clima es uno de los factores más significativos en el desarrollo de la meteorización. El agua resultante de la precipitación es el reactivo más importante en los procesos de meteorización y su cantidad es un factor fundamental en la intensidad y tipo de alteración. En las regiones tropicales húmedas es el agente que ataca las estructuras cristalinas y evacua las bases (Na^+, K^+, Ca^{2+} y Mg^{2+}) y parcialmente la sílice. También afecta a la velocidad de las reacciones bioquímicas en las plantas. La temperatura lleva a cabo acciones di-

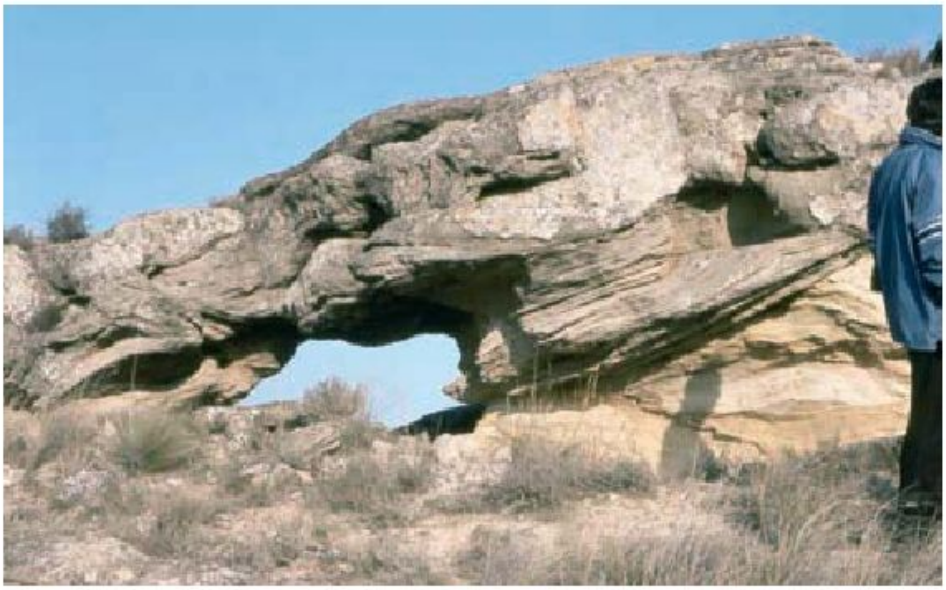


FIGURA 5.1 Areniscas perforadas por procesos de meteorización controlados por la estructura de la roca. Paleocanales de arenisca calcárea miocena de la Depresión del Ebro. Alcañiz (provincia de Teruel, España).

FIGURA 5.2 Pequeños montículos construidos por cangrejos para su hábitat. Fort de France (isla de Martinica, Pequeñas Antillas).

rectas e indirectas en los procesos de meteorización. Las elevadas temperaturas aceleran las reacciones químicas. Según la Ley de Van't Hoff por cada 10 °C de aumento de temperatura, las velocidades de las reacciones químicas se duplican o triplican (Tricart y Cailleux, 1965).

El resultado de la actuación de los procesos de meteorización, sobre todo los de alteración química, da lugar a una roca intensamente meteorizada. Esta descomposición de las rocas es consecuencia de las elevadas precipitaciones, temperaturas y de la respuesta de la vegetación a las mismas. Las aguas naturales alcanzan en estas áreas valores de pH que oscilan entre 4 y 6 y es muy posible que esta acidez sea debida a la hidrólisis de los silicatos (Curtis, 1976). La importante liberación de dióxido de carbono biogénico suministra gran cantidad de bicarbonatos a las aguas. Los procesos de humificación producen ácidos húmicos y fúlvicos que exportan cationes como compuestos órgano-metálicos (Thomas, 1994a). Debido a la actividad de estos procesos se originan potentes perfiles de alteración, que serán analizados con posterioridad.

Por otra parte, Duchafour (1979) diferencia entre alteración geoquímica, en ausencia de materia orgánica, y alteración bioquímica condicionada por la presencia de materia orgánica. La **alteración geoquímica** evoluciona rápidamente hacia formas cristalinas simples bajo la generación de óxidos libres (oxihidróxidos) o bien formas complejas, como las arcillas de neoformación. Por el contrario, la **alteración bioquímica** se caracteriza por la lentitud de los procesos de cristalización y neoformación. La cristalización de los óxidos de hierro, la neoformación de las arcillas a expensas de los geles se ralentiza en presencia de materia orgánica. Por el contrario, las transformaciones de los minerales micáceos se aceleran con la existencia de materia orgánica y acomplejante (Robert *et al.*, 1979).

5.2 Tipos y procesos de meteorización

La meteorización se divide en tres tipos: física o mecánica, biológica y química y todos ellos pueden actuar conjuntamente. En la meteorización física la roca se rompe por diferentes causas mecánicas (Fig. 5.3). La mayoría de las fuerzas aplicadas a los materiales geológicos son externas, aunque también pueden estar acumuladas en el interior de la roca.

FIGURA 5.3 Meteorización física. Desierto del Sinaí (Egipto). Foto J. Rosell.

5.2.1 Meteorización física

5.2.1.1 *Lajamiento*

Las rocas que han estado a una profundidad considerable en la litosfera y, por lo tanto, sometidas a elevadas presiones de confinamiento, al ascender a la superficie sufren una descompresión por pérdida de carga que se transmite a las rocas, generando un diaclasado paralelo a la topografía denominado **lajamiento** (*sheeting*) (Fig. 5.4) (Gilbert, 1904; Birot *et al*., 1968). El lajamiento se conoce también por muchos nombres (Twidale y Vidal Romaní, 2005) y consta de una estructura en losas arqueadas de hasta 10 m de potencia (Fig. 5.5) y se considera 0,2 m como un espesor mínimo. El lajamiento corta las estructuras del substrato y, por consiguiente, postdatan la consolidación de la roca afectada. Se encuentran en la mayoría de los ambientes climáticos. El espaciado de este diaclasado discontinuo aumenta por lo general con la profundidad y se reconoce más claramente en rocas masivas como granito, conglomerados, areniscas, etc. Es muy posible que la falta de referencias en rocas no masivas se deba a que la expansión se distribuye por antiguos planos de fisibilidad (Ollier, 1965). El lajamiento se explica por procesos de termoclastia, meteorización química y relajamiento por pérdida de carga, considerándolos en este caso como un diaclasado topográfico (Lewis, 1954; Chapman, 1956; Birot *et al*., 1968). Estas interpretaciones son de carácter exógeno. Las de tipo endógeno atribuyen el lajamiento a los esfuerzos desarrollados durante el emplazamiento del granito antes de su en-

FIGURA 5.4 Lajamiento desarrollado en los granitos del Valle de Yosemite (California). Las lajas son paralelas a la superficie del terreno. Foto J. López Martínez.

FIGURA 5.5 Lajamiento en la cumbre del Half Dome, Valle de Yosemite (California). Al fondo se puede observar la influencia del lajamiento en las laderas. Foto J. López Martínez.

friamiento y otros las relacionan con intrusiones diapíricas de domos gneísicos. Algunos autores señalan que el lajamiento resulta de una compresión lateral (Twidale, 1973, 1982; Vidal Romaní *et al.*, 1995; Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005). Como veremos, este diaclasado tiene una gran importancia en el modelado de las áreas cratónicas tropicales (Birot, 1960, 1968). Mediante medidas *in situ* de esfuerzos se ha obtenido que el continente australiano está en un estado de compresión horizontal (Twidale y Vidal Romaní, 2005). Estos estados compresivos postorogénicos se reconocen actualmente en la corteza terrestre (Müller, 1964a). El trabajo experimental de Holzhausen (1989) indica que la compresión lateral de bloques parcialmente confinados produce trayectorias de deformación ascendentes (Fig. 5.6).

5.2.1.2 *Crioclastia*

Es el proceso de meteorización más importante de las zonas periglaciares. También se denomina **gelivación** y **gelifracción**. El agua al congelarse aumenta aproximadamente su volumen en un 9% y la roca se rompe cuando se supera la resistencia a la tensión. Si el agua se hiela en un espacio confinado se ejercerán grandes presiones sobre la roca encajante. Sin embargo, la acción de la helada nunca es totalmente confinada, ya que el agua al helarse en una grieta puede extruir y solo parte de la expansión se utiliza en disgregar la roca (Ollier, 1969b). La cubierta de vegetación esparcida y los afloramientos rocosos ejercen una influencia importante en la crioclastia en los ambientes polares. La vegetación actúa como protectora y la abrasión del viento y la gran desecación en los afloramientos rocosos impide la retención de los productos de meteorización (Ugolini, 1986). Por consiguiente, la meteorización es pelicular en las regiones polares (Strakhov, 1967) (Fig. 12.4). La rotura produce clastos angulosos o gelifractos, pero también tiene lugar una desintegración granular. Esta rotura

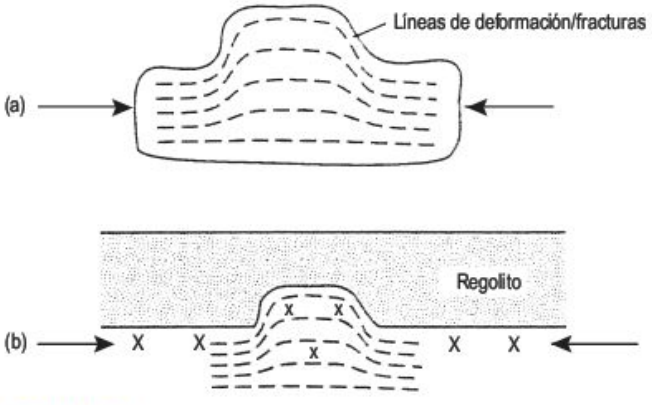


FIGURA 5.6 Respuesta de la compresión de un bloque parcialmente confinado: (a) experiencia de laboratorio (Holzhausen, 1989); (b) resultado de la compresión de un bloque parcialmente confinado en circunstancias reales de campo (en Twidale y Vidal Romaní, 2005).

mecánica de las rocas es un importante agente geomorfológico, como lo indican los campos de bloques existentes sobre superficies aplanadas y las potentes y extensas acumulaciones de gelifractos en laderas de áreas montañosas. El máximo efecto de la crioclastia se produce en primavera, cuando el agua resultante de la fusión nival penetra en las grietas y se congela con posterioridad. En las laderas meridionales de Sierra Nevada, alcanza su mayor intensidad durante los periodos pre y postnivales (Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998). La continua producción de gelifractos trae consigo el retroceso de las paredes rocosas, que según experiencias de campo varía entre 0,3 mm/año en Spitsbergen (Jahn, 1976) y 2,5 mm/año en los Alpes suizos (Barsch, 1977a).

La crioclastia se hace sentir con gran intensidad en las partes superiores de los estratovolcanes, que irrumpen las llanuras de África centroriental, como el Monte Kenia y el Kilimanjaro. También se manifiesta en las altas cumbres andinas de Chile, Perú, Ecuador y Nevados de Colombia.

La efectividad de la crioclastia es función del contenido de agua y del tipo de roca (Birot *et al.*, 1968). Las rocas ígneas experimentan una menor desintegración que las pizarras. Esto está en relación con las características estructurales, fundamentalmente con la densidad de planos de fisibilidad de la roca (Fig. 5.7). En el caso de sedimentos la crioclastia depende de la porosidad y las rocas con una porosidad menor del 6% no experimentan crioclastia y las muy porosas no están afectadas por la gelivación (Lautridou y Ozovf, 1982).

FIGURA 5.7 Posible acción de la crioclastia sobre canto rodado con exfoliación. Isla de James Ross, al Este de la Península de la Antártida. Foto A. Martín Serrano.

Se han llevado a cabo numerosas experiencias sobre meteorización criogénica para distintos tipos de rocas sometidas a diferentes condiciones (Tricart, 1956a). Las realizadas sobre esquistos (Lautridou, 1988) (Fig. 5.8) señalan que tiene lugar una mayor fragmentación del material cuando aumenta la intensidad de la helada, que trae consigo un efecto de fatiga de la roca por el intenso enfriamiento. Igualmente se produce un incremento en la desintegración por crioclastia cuando aumenta el número de ciclos de hielo-deshielo, al igual que una disminución de la mediana con el tiempo.

5.2.1.3 *Termoclastismo*

Las variaciones de temperatura que experimenta una roca dan lugar a dilataciones y contracciones que pueden llevar a la rotura de la misma. El calor suministrado puede proceder de la radiación solar y en ocasiones de fuegos, relativamente frecuentes en ambientes semiáridos (Ollier y Ash, 1983). En el primer caso, el proceso de desintegración física se denomina **meteorización por insolación** y, el segundo, se denomina **choque térmico** (*thermal shock*) (Yatsu, 1988; Dorn, 2003). Las superficies rocosas de los desiertos están sometidas a elevadas temperaturas, que pueden alcanzar valores de 82 °C en Sudán (Goudie, 1989a), y a oscilaciones diurnas de 54 °C como en el desierto de Atacama (Keller, 1946). La meteorización por insolación se manifiesta en los poco frecuentes afloramientos existentes en los trópicos húmedos, que pueden alcanzar hasta 50 °C y están sometidos, por consiguiente, a expansiones y contracciones térmicas. En estos afloramientos los ciclos de humedecimiento y secado también pueden ser un factor significativo de alteración.

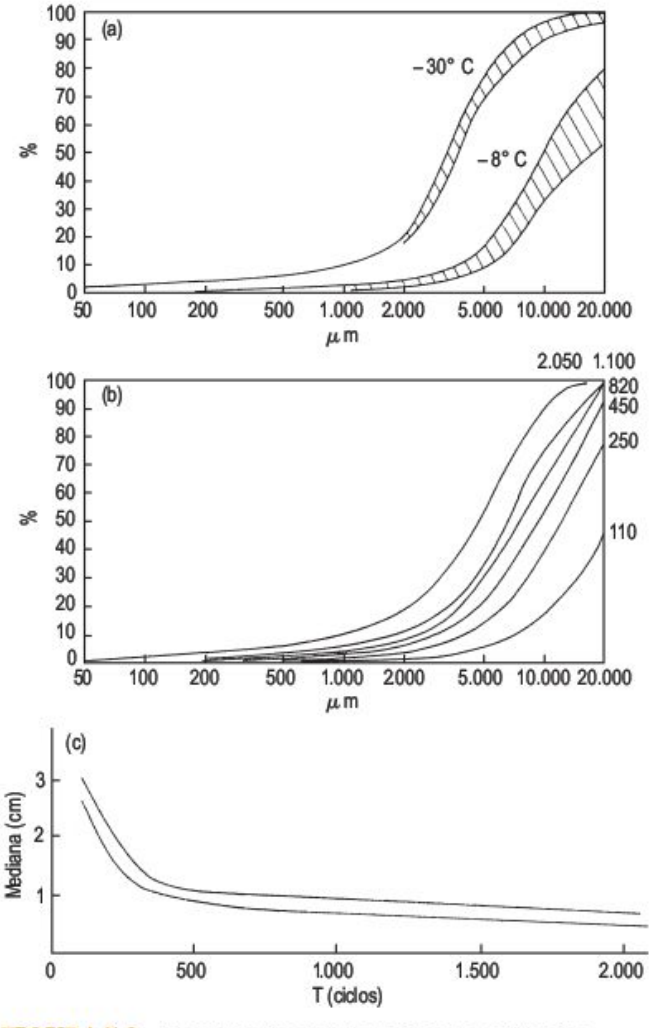


FIGURA 5.8 Ejemplos de granulometrías de gelifractos resultantes de esquistos precámbricos de Normandía. (a) Influencia de la intensidad de la helada. (b) Cambio con el tiempo (indicado por el número de ciclos de helada a −18 °C). (c) Reducción con el tiempo de la mediana de los gelifractos (ciclos de helada a −8 °C) para las muestras B y F (modificado de Lautridou, 1988).

La mayoría de las rocas están formadas por diferentes minerales y estos presentan dilataciones térmicas distintas según su color y estructura. Las rocas y los minerales obscuros absorben más calor que los claros. Además, algunos minerales se dilatan más fácilmente en una dirección que en otra, según su estructura cristalina. Las dilataciones producen esfuerzos compresivos en el interior de la roca y las contracciones esfuerzos tensionales. Como resultado de las diferentes expansiones y retracciones pueden producirse microfisuras y disgregación granular (Birot *et al.*, 1968). Por otra parte, como las rocas son malas conductoras del calor existe una importante diferencia de temperatura entre la superficie y el interior de la roca (Fig. 5.9), lo que también da lugar a importantes dilataciones y contracciones, que llevan a la descamación de la misma (Birot *et al.*, 1968; Warke y Smith, 1994; Smith y Warke, 1997). Los cantos o bloques aflorantes en superficie rotos en fracturas paralelas (*cleaved boulder*) se interpretan como producidos por meteorización por insolación (Ollier, 1983), aunque otros investigadores estiman que la causa es el haloclastismo. Los ruidos bruscos o chasquidos escuchados por los exploradores en el silencio nocturno de los desiertos se cree que son debidos a la rotura de las rocas al enfriarse durante la noche.

Los clásicos experimentos de laboratorio de Blackwelder (1925, 1933) y Griggs (1936) de ciclos de calentamiento y enfriamiento con diferentes tipos de rocas, en ausencia de agua, ponen de manifiesto la inexistencia de roturas de las rocas después de numerosos ciclos, equivalentes a 244 años de meteorización diaria. Pero al enfriar la roca con agua en lugar de aire seco se producen fracturas después de un número de ciclos equivalentes a dos años y medio. Hay que tener en cuenta que la presencia de humedad es general en todos los desiertos bajo la forma de brumas, rocíos nocturnos y, a veces, aguaceros que enfrían rápidamente la roca y enfatizan las contracciones. Otra circunstancia que se tuvo en cuenta en los primeros experimentos es el que las rocas se van debilitando paulatinamente en largos periodos de tiempo, al estar afecta-

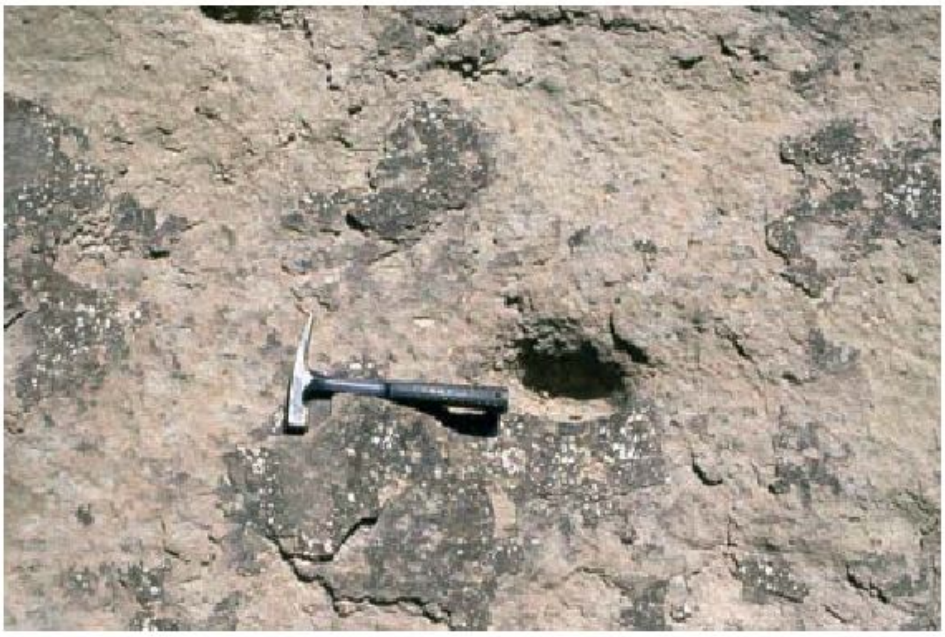


FIGURA 5.9 Arenisca calcárea oligocena colonizada por líquenes y afectada por una intensa descamación. Albelda, provincia de Huesca (Depresión del Ebro).

das por continuos ciclos de dilatación y contracción, que conducen a la fatiga de la roca y finalmente a su fracturación (Griggs, 1936; Aires-Barros *et al.*, 1975 y Aires-Barros, 1977; Gómez-Heras *et al.*, 2006). Además, siempre hay que tener presente que la rotura de las rocas no solo se debe a un único mecanismo, sino que por lo general se superponen o alternan dos o más procesos (Robinson y Williams, 1994). Las temperaturas disminuyen exponencialmente con la profundidad y el descenso más rápido se realiza en los primeros centímetros (Peel, 1974) (Fig. 5.10). Los ensayos de laboratorio de Gómez-Heras *et al.*, (2006) señalan que las diferencias de temperatura en superficie para distintos minerales pueden producir disgregación granular por efectos de fatiga. También el tamaño de los cristales ejerce un importante control sobre las diferentes temperaturas de los minerales en superficie. Por último, las diferencias de temperatura podrían tener un control directo en la rotura de las rocas (Gómez-Heras *et al.*, 2006).

Goudie *et al.*, (1992) llevan a cabo la simulación artificial de la meteorización de las rocas por fuego. El proceso de desintegración del material varía fundamentalmente en función de las características físicas de la roca (textura, mineralogía y tipo de cemento), es decir, de las propiedades intrínsecas de la roca (Allison y Goudie, 1994).

5.2.1.4 *Hidroclastismo*

Las rocas están sometidas a ciclos de humedecimiento y secado, que producen efectos disruptivos. Esta acción desintegradora inducida por el agua se comprueba mediante ensayos de durabilidad llevados a cabo con diferentes rocas (Ollier, 1984). Estas permanecen sumergidas durante un día en agua y al día siguiente se secan al aire. La desintegración se manifiesta por una descamación superficial y fracturación de la roca, preferentemente a lo largo de los planos de fisibilidad existentes. Las primeras descamaciones se observan después de cinco ciclos y el agrietamiento comienza una vez superados los diez ciclos. La desintegración completa tiene lugar después de unos 180 ciclos. La descamación se interpreta por la polaridad de las moléculas de agua que son atraídas por las superficies de los minerales, produciéndose una fuerza expansiva que separa las superficies confinadas. Este mecanismo se comprueba en experiencias de laboratorio cuando se someten las rocas a la actividad de líquidos de alta y baja polaridad. Los primeros producen importantes efectos disruptivos, mientras que en los segundos la acción desintegradora es nula (Anon, 1966).

Las superficies de las rocas en los desiertos pueden humedecerse por aguas de lluvia, rocío y niebla. El rocío es frecuente en algunos desiertos y puede dar lugar a un ciclo diario de humedecimiento y secado (Cooke *et al.*, 1993). Por otra parte, la penetración del agua en la roca depende del tamaño y geometría del poro, mientras que el secado implica evaporación y es función de la temperatura y velocidad del viento. Es evidente que el hidroclastismo es más importante cuantos más ciclos de humedecimiento y secado afecten a la roca. Por eso, los afloramientos de roca desnuda situados en laderas de solana sufren una más intensa desecación que las rocas situadas en umbría y, por consiguiente, el número de ciclos de hidroclastia será mayor y la meteorización de las rocas más profunda. Estas circunstancias se comprueban en las areniscas terciarias de la Depresión del Ebro (Sancho y Benito, 1990) y se corroboran en los sillares de iglesias y edificios históricos de esta región, como en las iglesias medievales de Torres del Bayo (Gracia, 1985). Tanto en unos como en otros las areniscas están intensamente alteradas cuando están orientadas a so-

5.2.1.5.1 *Influencia del clima*

Las amplias variaciones diurnas y estacionales de temperatura y humedad relativa reinantes en todos los desiertos, junto con la presencia de vientos secos y esporádicos, facilitan el haloclastismo (Goudie, 2004d). Además, estas variaciones de temperatura y humedad no solo son de carácter temporal, sino que se manifiestan también en superficie y cerca de la misma, por lo que influyen en la variabilidad espacial de los procesos de meteorización salina. Las altas temperaturas dan lugar a la evaporación de las soluciones salinas y finalmente a su precipitación. Igualmente el enfriamiento de las soluciones saturadas puede producir también la precipitación de sales. Por otra parte, el incremento de humedad puede generar sales hidratadas y el aumento de temperatura origina la dilatación térmica de los cristales salinos. Estos procesos de crecimientos de cristales, hidratación y dilatación producen importantes modificaciones volumétricas, que traen consigo esfuerzos disruptivos en las rocas afectadas (Cooke *et al.*, 1993).

Las variaciones climáticas afectan al movimiento del agua por capilaridad (Cooke *et al.*, 1982) (Fig. 5.11). La zona de capilaridad, que puede alcanzar una altura de 3 m en ambientes muy áridos, varía en función del tamaño de las partículas constituyentes y del grado de cementación de la roca. Su límite superior viene dado por acumulaciones de cristales de sal y cuando el frente capilar alcanza la superficie se originan eflorescencias salinas (Fig. 5.12).

5.2.1.5.2 *Las rocas afectadas*

El influjo de la meteorización salina sobre las rocas es función de la mayor o menor capacidad transmisiva del agua cargada de sales. Por eso, es necesario conocer las propiedades físicas de las rocas tales como porosidad eficaz

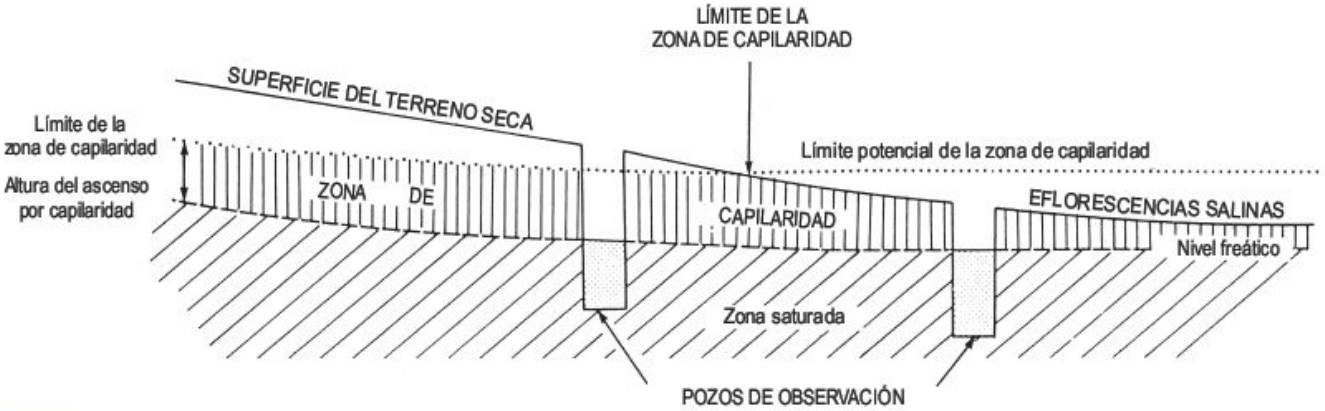


FIGURA 5.11 Características de la zona de capilaridad (Cooke *et al.*, 1982).

FIGURA 5.12 Eflorescencias salinas en areniscas calcáreas miocenas de la Depresión del Ebro. El Tormillo (provincia de Huesca).

y atrapada, distribución porosimétrica, capacidad de adsorción, penetración capilar, desorción, expansión hídrica, resistencia a la tracción, entre otras. También es importante saber los tipos de minerales de la arcilla existentes.

Los ensayos de durabilidad llevados a cabo sobre distintos tipos de roca para conocer el grado de resistencia ante diferentes soluciones salinas, reflejan que las areniscas y calizas son menos resistentes al haloclastismo que las rocas ígneas y metamórficas. Este tipo de meteorización es más efectivo en rocas porosas con gran capacidad de adsorción y pérdida de agua tales, como por ejemplo, areniscas poco cementadas (Mabbutt, 1977).

5.2.1.5.3 *Las sales: tipos, procedencia y zonas de concentración*

Las sales más frecuentes que intervienen en los procesos de haloclastismo son los cloruros, sulfatos, carbonatos y nitratos de sodio, calcio, magnesio y potasio. El $CaCO_3$ es frecuente en zonas semiáridas, los sulfatos predominan en áreas áridas y los cloruros abundan en los desiertos costeros (Cooke *et al.*, 1993). Para que se produzca la cristalización es necesaria la alternancia de etapas de humedecimiento y secado y cuanto más ciclos de este tipo se produzcan mayor será la intensidad de la meteorización salina. La efectividad de la meteorización varía con la solubilidad de las sales, capacidad de hidratación de las mismas y su fuerza de cristalización. Algunas sales, como la mirabilita ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) tienen un poder disruptivo muy superior al producido por el paso de agua a hielo. Los ensayos de laboratorio llevados a cabo con distintos tipos de soluciones salinas indican que los sulfatos de sodio y magnesio son los más efectivos (Fig. 5.13) en la disgregación de las rocas por haloclastismo (Goudie *et al.*, 1970). Por otra parte, la hidratación de algunas sales trae consigo un considerable aumento de volumen y como consecuencia se generan importantes esfuerzos que ayudan a desintegrar la roca. En la naturaleza son frecuentes hidrataciones tales como el paso de thenardita (Na_2SO_4) a mirabilita ($Na_2SO_4.10H_2O$) que pueden realizarse en veinte minutos (Mortensen, 1933) o el de anhidrita ($CaSO_4$) a yeso ($CaSO_4.2H_2O$). En esta última se produce un incremento del volumen del 39% (Jauzein, 1974).

Los tipos de sales existentes en una región dependen de la constitución litológica del área de procedencia y, por lo tanto, varían de unas regiones a otras. En Australia predomina el NaCl, en los salares del desierto de Atacama las sales dominantes son el NaCl y los sulfatos de sodio y calcio, en las áreas endorreicas de la Depresión del Ebro los cloruros y sulfatos de sodio son las sales más abundantes (Pueyo, 1978-79) y en algunos lagos salados de África centroriental el Na_2CO_3 es la sal preponderante.

Las sales derivan fundamentalmente de los iones liberados de los procesos de meteorización química de las rocas, que se movilizan en disolución por las aguas de escorrentía y también por los flujos subterráneos. En zonas litorales, la sobrexplotación de los acuíferos produce una penetración de la interfase tierra adentro y un aumento de la salinidad de las aguas extraídas. Otra fuente de movilización de las sales proviene de la erosión hídrica y eólica de depósitos salinos. También las sales pueden proceder de polvo o gases volcánicos. En los desiertos litorales, los aerosoles marinos procedentes del mar constituyen con frecuencia una importante fuente de suministro de sales (Goudie y Viles, 1997). En estas áreas se observa un claro descenso paulatino del contenido de sales hacia el interior (Goudie, 1989b). En Aftout (Mauritania) y en el Delta del Senegal, las olas al chocar contra las barras litorales producen gotas de agua que se evaporan generando pequeños cristales de sal, que flotan en suspensión dando origen a una bruma blancuzca que el viento empuja al continente. Con posterioridad son arrastrados por la lluvia o, lo que es más frecuente, por el aumento de la humedad relativa durante la noche, que permite la fijación de agua por estos cristales hidrocópicos y al agrandarlos se produce su caída (Tricart, 1969).

Las sales procedentes de estas diferentes fuentes de alimentación se acumulan en una gran variedad de situaciones (Cooke *et al.*, 1993). En los desiertos litorales (Perú-Chile, Namibia y oeste de Australia) se produce un aporte de sales de 150 kg/ha/año procedente de los océanos. En llanuras mareales de mares de elevada salinidad como en el Mar Rojo, Golfo Pérsico y Mar Mediterráneo

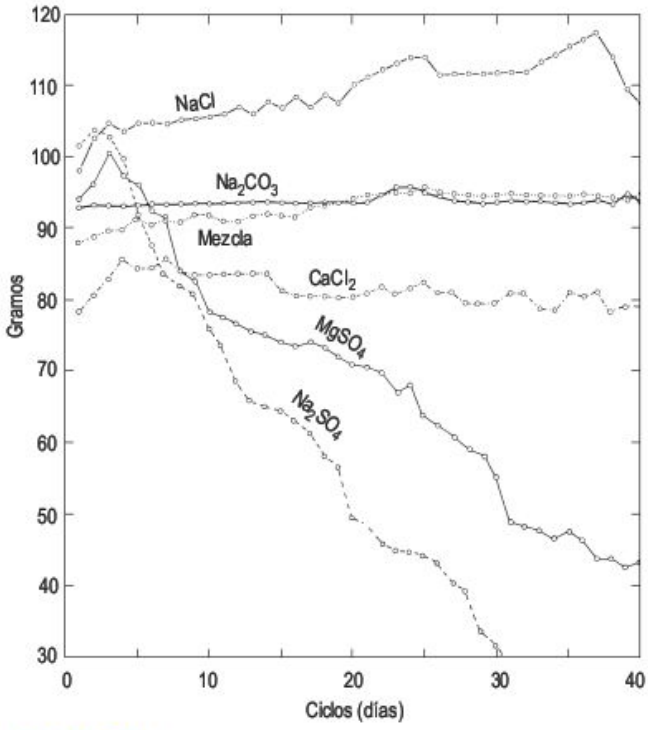


FIGURA 5.13 Variaciones en peso de muestras de la arenisca Arden, después de ser sometida a ensayos de haloclastismo con diferentes tipos de sales (Cooke y Evans, 1970).

(Túnez) tiene lugar una importante sedimentación salina en las sabkhas litorales. En el interior del continente la evaporación de las aguas lacustres, suministradas por aguas de escorrentía y subterráneas y aporte eólico, da lugar a lagos salinos. La diferente solubilidad de las sales condiciona su precipitación y el resultado es el desarrollo de una zonación, que se manifiesta por la presencia de cloruros en sus partes internas, sulfatos en sus zonas medias y carbonatos, menos solubles, en las orlas externas (Figs. 5.14 y 5.15).

5.2.1.5.4 *Procesos físico-químicos*

Los mecanismos que comporta la metorización por haloclastismo son de carácter químico y físico. Comprenden la cristalización, hidratación y expansión térmica de sales de elevada solubilidad en espacios confinados o semiconfinados, tales como los poros y grietas de las rocas.

De estos tres mecanismos el **crecimiento de cristales** es el más importante (Goudie, 1974) y se produce a partir de soluciones salinas, que al saturarse precipitan en los espacios porosos bajo la forma de cristales de sal (Winkler y Singer, 1972). Estos cristales pueden continuar creciendo entre las paredes que los confinan, si se mantiene una película de solución salina en la interfase cristal/roca. La cristalización genera importantes presiones que se transmiten a la roca (Evans, 1969-70). La precipitación se produce por evaporación, enfriamiento o mezcla de soluciones con un ión común. La solubilidad de algunas sales (Na_2SO_4, Na_2CO_3, $NaNO_3$ y $MgSO_4$) disminuye con el descenso de temperatura, por lo que a veces el enfria-

FIGURA 5.14 Zona de precipitación de sulfatos con domos selenitosos. Al fondo, área central de precipitación de doruros. Sebkha el Melah. Zarzis (Túnez).

FIGURA 5.15 Túmulo de yeso del Mesiniense parcialmente colapsado. Sorbas (provincia de Almería, España).

miento nocturno produce precipitación (Goudie, 1989a). En general, el crecimiento de cristales de sal es más importante en áreas en las que es frecuente el humedecimiento y secado o bien en zonas de concentración de sales, como en los bordes de los lagos salados y en canales fluviales.

La **hidratación** implica la adsorción de agua por una sal en el interior de la estructura cristalina. Este mecanismo trae consigo un claro aumento de volumen con sus consiguientes efectos disruptivos en zonas confinadas, lo que produce disgregación granular y agrietamiento en las rocas. Como es lógico los distintos tipos de sales generan diferentes presiones de hidratación. El Na_2CO_3 y el Na_2SO_4 al hidratarse incrementan su volumen en un 300% (Goudie, 1977). La precipitación inicial se produce bajo la forma de sales hidratadas en los intersticios de las rocas, pero debido a las elevadas temperaturas existentes durante el día las sales pasan a fases anhidras. Por la noche, al descender la temperatura y aumentar la humedad, pueden volver a hidratarse. De todo ello se deduce que la hidratación es función de los cambios de temperatura y humedad que tienen lugar en los desiertos (Cooke *et al.*, 1993). Estos procesos de adsorción y pérdida de agua de la red cristalina se repiten numerosas veces, por lo que las presiones producidas por estos cambios volumétricos y sus efectos de desintegración en las rocas pueden ser importantes (Goudie y Viles, 1997).

La **expansión térmica** de cristales de sal, según las experiencias de laboratorio, es un mecanismo menos efectivo que los anteriores (Goudie, 1974). La expansión por calentamiento por insolación depende de la dilatación térmica de cada sal, que suele ser superior a la de los minerales de las rocas (Cooke y Smalley, 1968), y de las oscilaciones térmicas que se registran en los diferentes desiertos. Los estudios experimentales se han llevado a cabo para temperaturas muy superiores a las existentes en las superficies rocosas de los desiertos (Fig. 5.16), pero se supone que la expansión volumétrica de las sales por calentamiento por insolación presenta comportamientos parecidos (Cooke y Smalley, 1968). Las dilataciones producidas en las sales existentes en los poros y fisuras de las rocas muy próximas a la superficie generan esfuerzos que pueden conducir a su agrietamiento. Algunos estudios realizados en latitudes medias señalan que los afloramientos rocosos de las zonas de solana presentan un mayor grado de meteorización que los existentes en umbría. Se atribuye esta diferencia a la dilatación térmica del NaCl (Johannessen *et al.*, 1982).

5.2.2 Meteorización biológica

Algunos autores efectúan diferenciaciones más precisas para la alteración biológica. La **Biogeomorfología**, según Viles (1988) se considera como un único término para agrupar precisamente al papel de los seres vivos en la descomposición de las rocas y creación de micromorfologías.

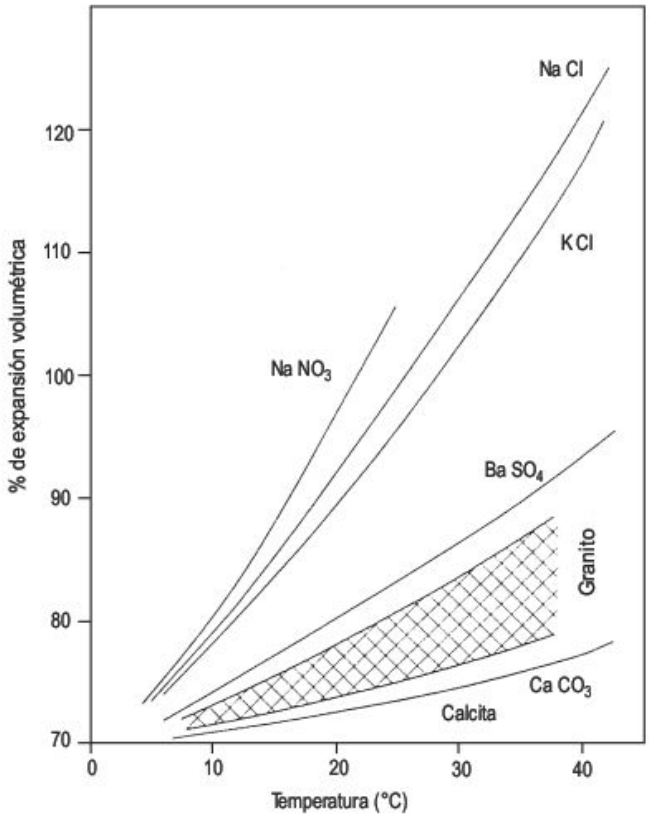


FIGURA 5.16 Relación entre temperaturas y expansión volumétrica para diferentes sales y granito (Cooke y Smalley, 1968).

Otros investigadores diferencian entre la acción de la fauna sobre la película superficial de la Tierra o **Zoogeomorfología** (Butler, 1995) y la actividad de la flora o **Fitogeomorfología** (Howard y Mitchel, 1985).

Las bacterias, hongos, algas y líquenes son abundantes en los climas secos debido en parte a la acción redistribuidora del viento. Estos microorganismos, cuyo número de especies es muy elevado, producen meteorización en las rocas y suelos, aunque no se conoce muy bien la importancia que tienen en el conjunto de la meteorización. Las condiciones ambientales, junto con las características de la roca o suelo, determinan el tipo de comunidad existente en la superficie y, por consiguiente, las características de la meteorización biológica (Viles, 1995).

Cualquiera que sean las condiciones climáticas, se encuentran en la superficie del suelo un gran número de seres vivientes, que según Paul y Clark (1989) se calculan para los microorganismos: 10^7 bacterias, 10^6 actinomicetas, 10^5 champiñones y 10^4 algas. Alcanzan su máxima profusión en la superficie y disminuyen rápidamente con la profundidad. Las **bacterias** heterótrofas producen por oxidación la mineralización de la materia orgánica mediante ácidos débiles y orgánicos simples, mientras que las bacterias autótrofas oxidan el azufre o los sulfuros y también los compuestos nitrogenados. La reducción u oxi-

FIGURA 5.17 Biocostra desarrollada sobre argilitas miocenas y colonizadas superficialmente por líquenes. Obsérvese la mayor resistencia a la erosión. Estación Experimental de erosión de suelos de Lanaja (Provincia de Huesca) con 342 mm de precipitación media anual. Depresión del Ebro.

dación del hierro y manganeso lo llevan a cabo las bacterias, muy abundantes en montañas húmedas y otras como la *Galionella* y *Leptothrix* proliferan en zonas pantanosas (Robert, 1993). Las **algas**, champiñones y líquenes son los vegetales pioneros que están más representados en la colonización de las rocas, tanto en las cristalinas ácidas como en las carbonatadas. Las algas se desarrollan sobre las rocas húmedas y los **líquenes** se adaptan bien a la sequedad. Estos últimos producen meteorización física por humedecimiento y secado (Viles, 2004).

Los organismos se desarrollan sobre la superficie de las rocas y suelos, o en el interior de los mismos. Pueden crecer bajo la superficie desarrollando biocostras (Figs. 5.17 y 5.18), constituidas con frecuencia por bandas de diferentes coloraciones, llegando a alcanzar hasta 4 cm de espesor (Thomas, 1988). Algunos microorganismos colonizan las grietas existentes y otros se adhieren firmemente a la superficie.

Esta actividad biológica, resultante de procesos vitales o de productos segregados, produce cambios substanciales en la micromorfología superficial. Estas modificaciones se derivan de un conjunto de procesos físicos y químicos (Ollier, 1984; Cooke *et al.*, 1993). La expansión y contracción de bacterias y líquenes, en relación con variaciones en el contenido en agua, produce la desintegración de la roca por disgregación granular y descamación, tanto en superficie como en espacios confinados. Los procesos químicos se manifiestan por secreción de ácidos orgánicos, que atacan a los constituyentes de la roca y generan quelatos que ayudan a exportar cationes de poca solubilidad. Algunos líquenes son capaces incluso de disolver cuarzo (Hallbauer y Jahns, 1977). La zona alterada por los líquenes presenta una profundidad de 1-5 mm (Viles y Pentecost, 1994). El dióxido de carbono liberado de la actividad microbiológica facilita la disolución de las su-

FIGURA 5.18 Biocostra desarrollada en el sistema de dunas longitudinales afectada por reguerización. Estación Experimental de Nizzana (desierto del Negev, Israel).

perficies de las rocas carbonatadas, dando origen a microlapiaces biológicos, caracterizados por la presencia de diminutos surcos y oquedades (Ollier, 1984). Finalmente, algunos de estos microorganismos juegan un papel fundamental en la génesis del barniz desértico.

Otro aspecto significativo de esta acción biológica está en relación con la erosión hídrica y eólica (Thomas, 1988). Es bien conocido que la movilización de sedimentos está afectada por la cobertera vegetal, pero la existencia de biocostras superficiales reduce considerablemente la erosión (Fig. 5.17). La actividad eólica se ralentiza, llegando a estabilizarse las dunas (Veste, 1995) (Fig. 5.18). Como la capacidad de infiltración se reduce se puede producir reguerización, aunque la erosión se ve dificultada por la cementación de la biocostra (Fig. 5.19).

La desintegración de las rocas está controlada por la rotura de los materiales, debida a la presión ejercida por las raíces en crecimiento, que actúan como cuñas (Mitchell, 1988). Igualmente, es importante el aporte de dióxido carbono a las disoluciones, resultante de la respiración de la flora y fauna existentes en el suelo y de los procesos de descomposición de la materia orgánica. Por otra parte, la fauna efectúa una labor de transferencia y mezcla de materiales, movilizando el regolito a otras áreas. Esta última labor la llevan a cabo las termitas y gusanos en los trópicos húmedos y pueden ser responsables de la clasificación de la parte superior del suelo. Las **termitas**, que se organizan socialmente y de las que hay varios miles de especies, transportan partículas de tamaño arcilla con las que construyen termiteros con saliva segregada. El número de termitas alcanza valores de 9 millones/ha. en Costa de Marfil y su número disminuye con la latitud y altura (Goudie, 1988). Los termiteros presentan la forma de pequeños montículos (Fig. 5.20) y de torres (termitero-catedral de Tricart, 1974a) (Fig. 5.21), pudiendo alcanzar hasta 9 m de altura y una densidad de 1.000 por hectárea. Los grandes termiteros los construyen sólo unas pocas especies, mientras que los montículos más pequeños crecen por la actividad de numerosas especies. Los valores de crecimiento son muy variables, desde 25 mm/año a 500 mm/año (Goudie, 1995). Las termitas abandonan el termitero y éste queda exclusivamente sometido a los procesos de erosión, que acaban

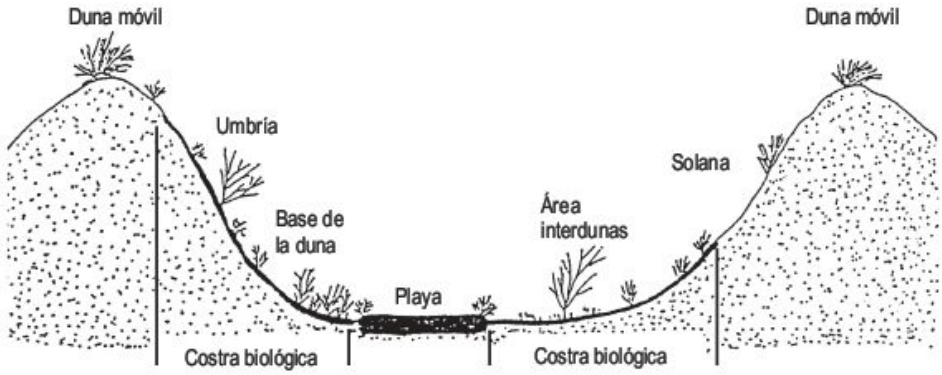


FIGURA 5.19 Sección transversal del sistema de dunas longitudinales en la Estación Experimental de Nizzana (desierto del Negev, Israel) (Veste, 1995).

FIGURA 5.20 Termiteros en montículo en la sabana de Masai Mara (Kenia).

FIGURA 5.21 Termitero turriculado inactivo de unos 6 m de altura en la sabana arbórea al Este de Bouaké (Costa de Marfil).

por destruirlo. Aunque el material de los termiteros es bastante más resistente que el suelo infrayacente, acaban erosionándose, como mucho en unas decenas de años (Goudie, 1988). También las termitas construyen sobre la superficie del suelo y de la vegetación pequeños corredores filiformes constituidos por partículas de suelo cementadas. Mediante estas acumulaciones se llevan a cabo cálculos sobre las cantidades de material involucradas en este proceso. Según varios autores que lo han estudiado en Nigeria, Senegal y Kenia, la acumulación varía entre 300 y 1.050 kg/ha/año (Goudie, 1988).

Los **gusanos** terrestres también llevan a cabo construcciones como las termitas, aunque de menor tamaño, ya que no suelen superar los 30 cm de altura. Elaboran conductos de hasta 70 cm de profundidad. También su actividad bioturbadora incrementa las velocidades de infiltración. Todo ello indica la importancia que tienen los gusanos como agentes de remoción y mezcla de los componentes del suelo. Se estima que la cantidad de material movilizado es de 5-25 mm/año, mayor que el realizado por las termitas (Goudie, 1988).

Algunos crustáceos horadan el suelo para construir sus viviendas, como en Fort de France (Isla de la Martinica, Pequeñas Antillas) (Fig. 5.2). Igualmente, otros vertebrados efectúan la misma labor (conejos, topos, etc.). Algunas aves producen acumulaciones de guano y, otras, construyen sus nidos de lodo sobre paredes de acantilados rocosos o perforan los materiales blandos de arena y limo, como los abejarrucos, efectuando una importante bioturbación.

Todos estos procesos de alteración tienen su importancia relativa, pero la meteorización química es la que juega un papel más relevante en la desintegración de los minerales y rocas, sobre todo en las zonas tropicales húmedas.

5.2.3 Meteorización química

La meteorización química resulta de un cambio en el ambiente químico (Loughnan, 1969), ya que las rocas formadas en condiciones de mayores presiones y temperaturas y en ausencia de aire, se vuelven inestables al ponerse en contacto con la atmósfera. El agua, oxígeno y dióxido de carbono atacan a los minerales constituyentes de las rocas y las reacciones son exotérmicas. Los productos más solubles se eliminan por disolución, dejando un residuo rico en constituyentes menos solubles, que se estructura para dar origen a compuestos de neoformación, fundamentalmente minerales de la arcilla y oxihidróxidos de hierro y aluminio, que están en equilibrio más estable con las condiciones ambientales.

Los métodos de estudio de la meteorización química de las rocas son extremadamente variados. Los experimentos de laboratorio han suministrado un conjunto bastante dispar de datos con grandes lagunas, como la lentitud de las reacciones de disolución. Es importante estudiar los diferentes regolitos desarrollados bajo diferentes climas (Muxart y Birot, 1977).

Permanecen sin respuesta muchas de las cuestiones relativas a las velocidades de meteorización, mecanismos cinéticos, naturaleza de los productos secundarios e importancia de la meteorización química en la evolución del modelado (Colman y Dethier, 1986). Jenny (1950) propuso un mecanismo de desintegración de las estructuras minerales. Según las reglas de Pauling, la suma de las cargas positivas en un cristal debe ser igual a la suma de las cargas negativas, pero en la superficie de los cristales las valencias no están compensadas, por lo que se encuentran en un equilibrio inestable. Cuando se ponen en contacto con el agua disociada, los grupos OH^- se unen con los cationes existentes y los H^+ con el oxígeno y otros iones negativos. El H^+, de pequeño radio iónico, puede ocupar el lugar de los cationes de la superficie del cristal y estos se liberan en forma de hidróxidos. Además, la pérdida de H^+ modifica el pH de la disolución.

5.2.3.1 *Meteorización de los silicatos*

Los minerales más frecuentes en las rocas son los silicatos. Las proporciones aproximadas de especies minerales en la superficie terrestre son: feldespatos (30%), cuarzo

(28%), minerales de la arcilla y micas (18%), calcita y dolomita (9%), óxidos de hierro (4%), piroxenos y anfíboles (1%) y otros minerales (10%) (Leopold *et al.*, 1964). Los cationes liberados en las reacciones de meteorización pueden lixiviarse fácilmente o quedan retenidos en el residuo. Esto se debe a las variaciones físico-químicas de la disolución. A continuación se estudiarán estos factores y la incidencia que tienen en la movilización y precipitación de los iones más frecuentes de los silicatos.

El **pH** de las aguas continentales, según estudios geoquímicos, fluctúa entre 4 y 9 (Mason, 1958). En la Figura 5.22 se representa la solubilidad de algunos de los compuestos más frecuentes en función del pH (Loughnan, 1969). El sodio y el potasio son solubles en cualquier valor de pH y los hidróxidos de calcio y magnesio también se solubilizan en los pH de las aguas naturales. Por otra parte, los óxidos de titanio y aluminio y el hidróxido férrico son insolubles en los intervalos señalados. Únicamente los hidróxidos ferrosos y el titanio y el carbonato cálcico están influenciados por el pH de las aguas naturales. La solubilidad de la sílice es baja, pero con un pH claramente alcalino se lixivia con relativa facilidad. La curva de su solubilidad se refiere a sílice amorfa y no a cuarzo, que tiene una solubilidad veinte veces menor que la sílice amorfa (Carrol, 1970). No obstante, hay ambientes en los que se alcanzan valores de acidez y alcalinidad muy elevados. Así, el aluminio puede lixiviarse en forma de aluminatos en los medios de *playa-lake* muy básicos. En suelos con gran cantidad de materia orgánica, pueden alcanzarse valores de pH < 4 en los que el aluminio puede movilizarse. También la oxidación de sulfuros da lugar a que las aguas alcancen una acidez muy elevada.

El potencial de oxidación-reducción (**Eh**) tiene una incidencia manifiesta en la solubilidad de cationes polivalentes, como el Fe y el Ti. Los elementos químicos que se encuentran en estado de oxidación están en equilibrio con el ambiente. Si la solubilidad varía en los diferentes estados de valencia, el potencial redox afecta a la movilidad del elemento químico. En la Figura 5.22 podemos observar la solubilidad del hierro trivalente y divalente. El hidróxido férrico solamente es soluble con un pH inferior a 3 y, sin embargo, el hidróxido ferroso es soluble hasta un pH de 8. Por consiguiente, el valor del potencial redox es fundamental de cara a la movilización del hierro. Los principales factores que afectan al Eh en los ambientes de meteorización son la accesibilidad de oxígeno atmosférico y la presencia o ausencia de materia orgánica (Loughnan, 1969). La oxidación es una reacción exotérmica que tiene lugar por encima de la zona de saturación. Por debajo del nivel freático el ambiente es reductor y, por lo tanto, carece de oxígeno. Por eso, en estos medios el hierro se encuentra al estado ferroso y está en relación con el horizonte gley, originado en áreas húmedas carentes de drenaje. Por otro lado, la materia orgánica es un poderoso agente reductor, ya que se oxida rápidamente, desprendiendo dióxido de carbono.

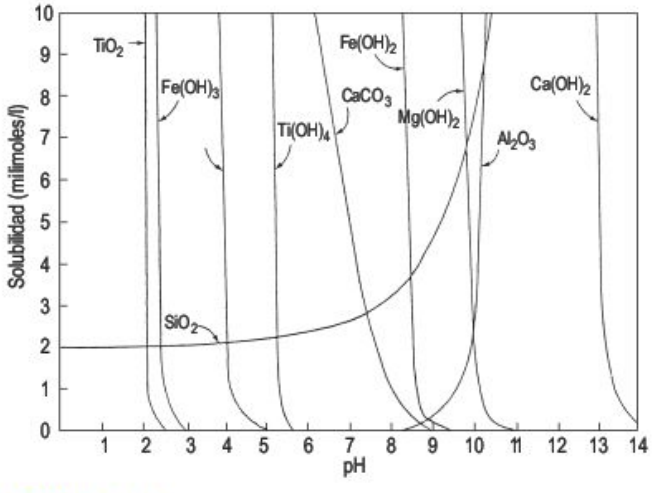


FIGURA 5.22 Solubilidad con respecto al pH de algunos componentes liberados por meteorización química (recopilado de varios autores por Lougnan, 1969).

El potasio es un catión muy soluble, pero tiene la tendencia a quedar retenido en las estructuras de los minerales de la arcilla del tipo illita. No obstante, en condiciones de elevada precipitación se disuelve y no quedan vestigios del mismo en el sistema.

La **quelación** consiste en la unión de un catión con un agente acomplejante (quelato), como la EDTA. El resultado es la generación de un compuesto organometálico, de estructura anular con el catión en el interior de la misma (Bland y Rolls, 1998). Los cationes pinzados por estos quelatos suelen ser divalentes o trivalentes y estos complejos organometálicos son bastante solubles. En la naturaleza se producen por la generación de ácidos húmicos y fúlvicos en los procesos de descomposición de las plantas y de secreción de las raíces (Keller, 1957).

El **cambio iónico** es un proceso considerable en la meteorización química (Carroll, 1970). Es la reacción entre los iones de una disolución y los existentes en los minerales. Los minerales de la arcilla son los principales responsables de la capacidad de cambio en la meteorización de las rocas. Si el mineral no es eléctricamente neutro, se adhiere un catión a la superficie de la arcilla para neutralizar la carga negativa. Un reemplazamiento frecuente es el de Si^{4+} por Al^{3+}. Cada mineral de la arcilla tienen una capacidad de cambio iónico; alcanzan los valores más altos los minerales del grupo de la montmorillonita.

La **hidratación** es la adición de moléculas de agua a la estructura de un mineral. Los óxidos de hierro al hidratarse pasan a oxihidróxidos. El agua se introduce fácilmente en las estructuras cristalinas de las arcillas expansivas. También experimenta un considerable aumento de volumen la transformación de anhidrita (SO_4Ca) en yeso ($SO_4Ca \cdot 2H_2O$).

El factor más importante que controla la velocidad de desintegración de las estructuras cristalinas y de los productos resultantes es la cantidad de agua de **disolución**. Con ella se lixivian los cationes solubles resultantes del

proceso de hidrólisis. La cantidad de disolución depende del volumen de agua que se pone en contacto con la superficie mineral y de la solubilidad de este último. Cuando la precipitación es importante y tiene lugar a lo largo de un periodo de tiempo dilatado, los minerales más resistentes, tal como el cuarzo, pueden desaparecer en disolución. Las bauxitas de Weipa (North Queensland, Australia) derivan de la lixiviación de un substrato constituido por areniscas caoliníticas con 90% de cuarzo y 10% de caolinita. Las precipitaciones monzónicas han dado lugar a bauxitas con un 5% de cuarzo y pequeñas cantidades de caolinita (Loughnan y Bayliss, 1961).

Se han llevado a cabo diversas investigaciones para determinar el orden de pérdida de los cationes más comunes. Polynov (1937) comparó el porcentaje de la composición de la materia disuelta en los ríos, para cuencas de drenaje en rocas ígneas, con la composición de estas últimas. Obtuvo un orden de pérdida, que es el siguiente: $Ca^{2+} > Na^{+} > Mg^{2+} > K^{+} > SiO_2 > Fe_2O_3 > Al_2O_3$. Otros estudios indican que esta ordenación puede variar con el tipo de roca (Reiche, 1950; Carroll, 1970).

La estructura cristalina juega un papel importante en la meteorización de los minerales. En la cristalización magmática los minerales que primero se forman son los de mayor punto de fusión. La secuencia viene representada por las series de cristalización de Bowen (1928). La secuencia de meteorización para los silicatos más frecuentes ha sido obtenida por Goldich (1938), a partir de un estudio detallado de la meteorización de algunas rocas ígneas y metamórficas (Fig. 5.23). La serie de Goldich es inversa de la de Bowen, ya que los minerales más fácilmente meteorizables son los que primero cristalizan en un fundido de silicatos.

5.2.3.2 *Grados y productos de meteorización*

Los grados de meteorización de los productos de alteración son variables y se utilizan diversos índices para diferenciarlos. Estos se basan en escalas cualitativas de friabilidad (Ollier, 1965, 1969b), propiedades mecánicas del regolito (Lumb, 1962, 1983) y en la química y mineralogía de los perfiles (Grant, 1969; Sueoka, 1988; Geological Society, 1990). A modo de ejemplo, Grant (1969) denomina pH de abrasión a la relación entre los elementos más móviles (Na, K, Ca y Mg) y los minerales de la arcilla residuales. Cuanto menor es el índice más intensa es la meteorización. Sueoka (1988) propone el índice de meteorización química, que consiste en la suma de los porcentajes de pesos moleculares de los óxidos de Al, Fe y Ti más el H_2O, dividido por el resto de los otros elementos (álcalis, alcalino-térreos y sílice). En Thomas (1994a) y Migon (2006) se encuentran otros índices del grado de alteración.

Como consecuencia de la destrucción de las estructuras cristalinas por los procesos de alteración se liberan diversos cationes. Los de elevada solubilidad se lixivian por el agua, mientras que otros que permanecen en el residuo, que se estructura para dar origen a minerales de neoformación (Bland y Rolls, 1998). Los más frecuentes son los minerales de la arcilla, el cuarzo y los oxihidróxidos de hierro y aluminio, que forman las costras lateríticas. Estos cambios traen consigo una disminución notable en la resistencia a la erosión y cambios en la porosidad, permeabilidad y contenido en agua (Lee y Fookes, 2005).

Los minerales de la arcilla son silicatos hidratados de aluminio, hierro y magnesio ordenados en capas, por lo que se denominan filosilicatos. Las capas tetraédricas están formadas por Si rodeado por cuatro iones de O y las octaédricas constan de seis iones de O u OH dispuestos en torno a cationes de Al, Mg o Fe en posición central. Estas dos capas básicas se agrupan de tres formas distintas. Primero, una capa tetraédrica se une a una octaédrica para formar estructuras del tipo 1:1. Los minerales de la arcilla de este tipo son los del grupo caolinita-halloysita. En segundo lugar, dos capas tetraédricas dispuestas simétri-

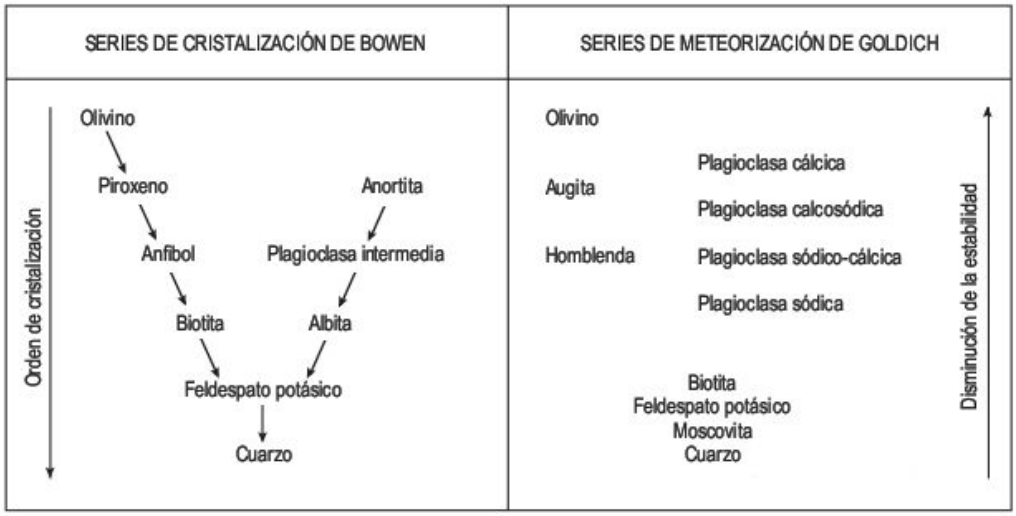


FIGURA 5.23 Series de cristalización de Bowen y secuencias de meteorización de Goldich (adaptada por Ollier y Pain, 1996).

camente con respecto a una capa central octaédrica. Este tipo de ordenación da lugar a los filosilicatos 2:1, característicos de los grupos de las esmectitas (montmorillonita, beidellita y nontronita) y de las illitas. La tercera ordenación resulta de la unión de una capa octaédrica entre capas 2:1 adyacentes y se conocen como minerales de la arcilla 2:1:1, de los que la clorita es el más frecuente.

La génesis de los minerales de la arcilla es compleja debido a la variedad de ambientes de meteorización. Pueden originarse como consecuencia de la alteración de minerales que no son filosilicatos. Se liberan cationes, sílice y alúmina y éstos se reorganizan formando minerales de la arcilla. Cuando el mineral que se altera es un filosilicato, la meteorización puede producirse fundamentalmente al estado sólido (Birkeland, 1984).

Los estudios de Sherman (1952) sobre la meteorización de basaltos en Hawaii señalan un aumento del porcentaje de arcillas con el incremento de la precipitación, así como cambios en la mineralogía. En la Figura 5.24 se observa que la montmorillonita es un mineral característico de bajas precipitaciones, que en condiciones de mayor lixiviación da paso a la caolinita y cuando la precipitación es más elevada el suelo se desilicifica y se forman los oxihidróxitos de hierro y aluminio. También indica que si existe un periodo seco el residuo de alteración se enriquece en óxidos de hierro y de titanio. Cuando la precipitación se desarrolla a lo largo de todo el año los constituyentes fundamentales son los oxihidróxidos de aluminio.

A partir de los productos de alteración dominantes se pueden distinguir distintas zonas de meteorización en los trópicos húmedos (Strakhov, 1967) (Fig. 12.4). También, Pedro (1966, 1968) diferencia:

1. **Zona de bisialitización** con formación de minerales de la arcilla del tipo 2:1 (montmorillonita, $4SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot H_2O$), en áreas con precipitaciones inferiores a 500 mm.

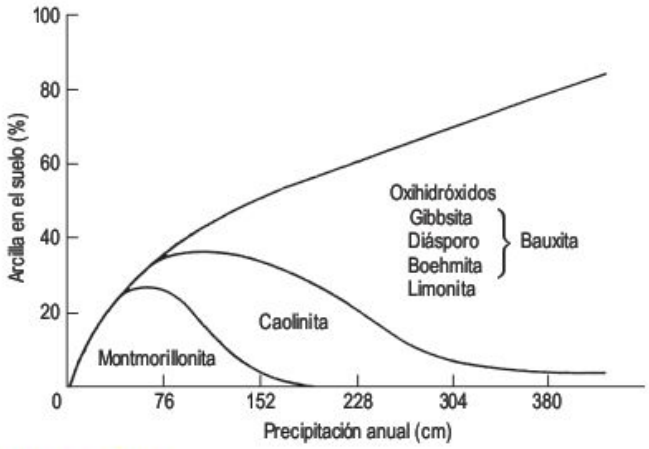


FIGURA 5.24 Desarrollo progresivo de tipos de arcilla en suelos de Hawaii, bajo un clima constantemente húmedo (Sherman, 1952).

2. **Zona de monosialitización** con caolinita ($2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 2H_2O$) como mineral predominante en el regolito, en zonas con precipitación de 500-1.200/1.500 mm.
3. **Zona de alitización** en la que la gibbsita ($Al(OH)_3$) se encuentra junto con la caolinita en regiones con más de 1.500 mm de precipitación.

Sanches Furtado (1968) señala que la caolinita es el mineral de la arcilla más abundante en los trópicos húmedos. Establece también unas diferenciaciones de regiones en función de los minerales predominantes y de las precipitaciones. En la Figura 5.25, se representa la cartografía de la mineralogía de arcillas de suelos aluviales en diferentes regiones climáticas de Sri Lanka (Herath y Grimshaw, 1971). El papel de la temperatura en la generación de los minerales de la arcilla es analizado por Jenny (1941). Indica que el contenido de arcillas en regolitos de rocas básicas es función directa de la temperatura. A 10 °C de

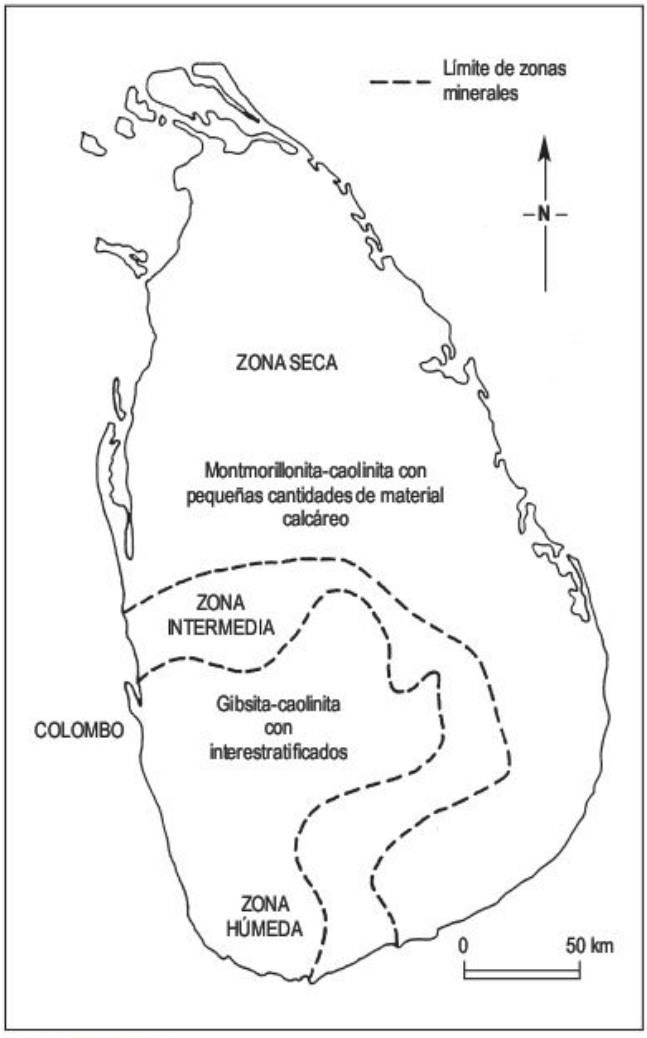


FIGURA 5.25 Mineralogía de las arcillas de suelos aluviales en diferentes regiones climáticas de Sri Lanka (Herath y Grimshaw, 1971).

temperatura media anual tenemos un 15% de arcillas en el suelo y a 16 °C un 50%.

Duchaufour (1977) distingue tres tipos fundamentales de alteración en los trópicos que caracterizan esquemáticamente distintas zonas climáticas. Reconoce los **suelos fersialíticos** en zonas con precipitaciones de 500 a más de 1.000 mm y temperaturas entre 13° y 20 °C, con esmectitas y comienzo de desilificación para generar caolinita y el hierro se presenta como oxihidróxidos con nontronita (variedad de Fe de la esmectita). Los **suelos ferruginosos** se producen en regiones con temperaturas y precipitaciones más importantes, con la mayoría de las arcillas de neoformación del grupo de la caolinita. Finalmente, los **suelos ferralíticos** corresponden a la fase terminal de la evolución y alteración de los suelos, donde los minerales primarios, salvo el cuarzo, se han hidrolizado totalmente, liberando oxihidróxidos de Fe y Al. Climáticamente se desarrollan con temperaturas medias anuales superiores a 25 °C y precipitaciones por encima de 1.500 mm.

El tipo y la cantidad de minerales de la arcilla varían por lo general en profundidad, aunque algunos perfiles no presentan cambios substanciales. Estas variaciones deben estar relacionadas con la intensidad de la lixiviación, que moviliza a muchos iones y a la sílice hasta importantes profundidades. Esta modificación es bastante frecuente. De este modo, la gibbsita en superficie pasa hacia abajo a caolinita o cuando ésta se encuentra en superficie el tránsito es a montmorillonita (Loughnan, 1969). Estas secuencias pueden estar en equilibrio con las condiciones ambientales, pero éstas pueden cambiar. Si el perfil se erosiona, la montmorillonita forma parte de los afloramientos superficiales, pero si el clima es agresivo se produce la transformación de montmorillonita en caolinita en superficie (Fig. 5.26). Si el descenso superficial, resultante de la denudación, es lento y se compensa con la velocidad de generación de caolinita, el perfil modifica su distribución mineralógica (Birkeland, 1984).

La formación y transformación de los minerales de la arcilla en el perfil de meteorización son procesos lentos. Por consiguiente, el estudio de los minerales de la arcilla puede ser útil para llevar a cabo investigaciones paleoclimáticas (Birkeland, 1974). Ya se ha señalado que la montmorillonita se forma en zonas de escasa precipitación, mientras que la caolinita y la halloysita se generan en regiones de gran lixiviación. Si encontramos caolinita en los suelos de un medio árido, debemos interpretar que en ese área existieron en el pasado climas tropicales húmedos. Por el contrario, cuando tiene lugar en una zona árida, con montmorillonita en el perfil, un cambio climático hacia condiciones de gran lixiviación la montmorillonita generada en ese clima se transforma en caolinita. De esto se deduce que podemos detectar un cambio climático de húmedo a seco, pero no al contrario (Pedro *et al.*, 1969; Singer, 1979/1980). Para que tengan lugar estos cambios de fase mineral es preciso que el cambio climático tenga una larga duración, ya que los cambios mineralógicos son lentos y si el cambio climático es breve no se producen modificaciones detectables. En los volcanes situados en zonas tropicales húmedas, la edafogénesis es relativamente rápida, pero queda frecuentemente interrumpida por nuevas emisiones volcánicas que fosilizan los suelos. En esas circunstancias la actividad endógena exhalativa es mucho más rápida que la pedogénesis y si tuviera lugar algún cambio climático no quedaría registrado en el suelo (Fig. 5.27).

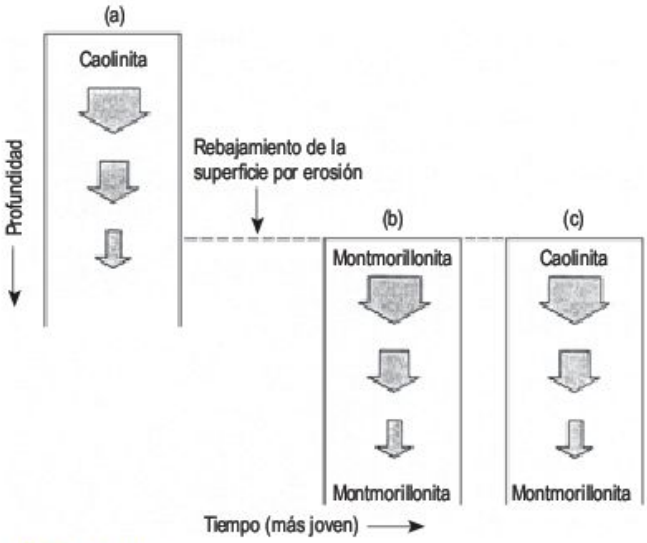


FIGURA 5.26 Distribución en profundidad de los minerales de la arcilla en función del grado de lixiviación. (a) Las condiciones de lixiviación favorecen la formación de caolinita y montmorillonita, que se encuentra en condiciones de máxima lixiviación. (b) El rebajamiento rápido de la superficie por erosión hace aflorar montmorillonita, que se encuentra en condiciones de máxima lixiviación. (c) Con el tiempo la montmorillonita de la superficie se desilicifica y se transforma en caolinita. Nota: las flechas más anchas indican un mayor grado de lixiviación (Birkeland, 1984).

5.2.3.3 *El perfil de meteorización*

Muchos de los modelados presentan una fina película de material meteorizado, pero otros están cubiertos por un importante manto de alteración, cuyas propiedades físicas y químicas son de gran importancia para la evolución de las formas (Gerrard, 1988).

La roca alterada *in situ* se denomina **saprolito**, aunque se utiliza el término más general de **regolito**, del griego *regos*, que significa manta o cobertera (Taylor y Eggleton, 2001). Incluye también las rocas meteorizadas que han podido sufrir movimientos de masa peliculares (*creep*) o actividad de animales y plantas (Ollier, 1984). Los investigadores franceses lo denominan **alterita**. Al material arenoso resultante de la alteración de un granito se le conoce por **grus** o **lem**. Este puede originarse cerca de la superficie o a mayores profundidades. Son esencialmente azonales (Migon y Thomas, 2002).

FIGURA 5.27 Paleosuelos rojos enterrados por cenizas volcánicas. Rift valley Gregory. Kabernet (Kenia).

El límite entre la roca fresca y la alterada puede ser neto como en los granitos o difuso como en las calizas y pizarras. A este límite Ruxton y Berry (1957) le denominan **superficie basal de meteorización**, pero ha sido criticado por sus implicaciones estáticas. Este límite es dinámico, ya que la alteración profundiza, por lo que parece preferible llamarle **frente de meteorización** (Mabbut, 1961a).

5.2.3.4 *Profundidad de meteorización*

El desarrollo y profundización del regolito es función de factores climáticos (temperatura y precipitación), biológicos (vegetación), geomorfológicos (estabilidad superficial), hidrológicos, geológicos (tipo roca y densidad de planos de fisibilidad) y cronológicos (cambios climáticos y tectónicos) (Faniran y Jeje, 1983; Thomas, 1994a).

La profundidad de meteorización resulta de un balance entre la intensidad de la meteorización y la erosión superficial, que está íntimamente relacionada con la topografía. La erosión hídrica en los trópicos húmedos es baja (Fournier, 1960; Douglas, 1969), lo que favorece la meteorización. El material alterado se denuda fácilmente en las laderas, pero cuando éstas son de bajo ángulo, o se trata de llanuras, la erosión es muy pequeña. Por consiguiente, la máxima profundidad de meteorización vamos a encontrarla en zonas aplanadas con clima propenso para una meteorización rápida, relieve de escasos contrastes y con vegetación que dificulta el desarrollo de la escorrentía. En estas zonas la erosión es mínima (Ollier, 1969a).

La meteorización alcanza, dentro del perfil, su máxima intensidad en la zona de aireación, pero en la de saturación también tienen lugar procesos de reducción, hidrólisis y sustitución iónica, aunque la velocidad de las reacciones es menor (Gerrard, 1988). Estas circunstancias han conducido a Lelong (1966) a diferenciar entre una zona superior de alteración en la que el agua circula fácilmente incrementando los procesos de hidrólisis y una zona inferior de alteración en la que la percolación se efectúa lentamente a través de las diaclasas y fisuras. Todo ello ayuda a comprender las grandes potencias de rocas alteradas.

En investigación geológica se trabaja en estas zonas tropicales húmedas estudiando los distintos afloramientos de roca sin alterar. Por el contrario, cuando se llevan a cabo estudios del regolito con fines aplicados (ingeniería civil, minería, agronomía, etc.) es necesario conocer la superficie de afloramiento rocoso y la profundidad del regolito. Esta se obtiene por sondeos mecánicos con el apoyo de métodos geofísicos (Nocera y Matano, 2002). Las canteras (Fig. 5.28), labores mineras a cielo abierto, desmontes de obras lineales, etc., son excelentes lugares para el estudio de la profundidad de meteorización. Ollier (1965) registró profundidades de 150 m durante la perforación de túneles para un proyecto hidroeléctrico en Victoria (Australia). Thomas (1965) indica una profundidad de 100 m en Nigeria y Ollier (1960) encuentra la misma en Uganda. En Suramérica, Nagel (1962) en las crestas de metasedimentos en Brasil y Feininger (1971) en cuarzodioritas en Colombia, señalan una profundidad superior a los 100 m. En la Tabla 2.9 de Migon (2006) se indican la potencia de los mantos de alteración en rocas granitoideas actuales y heredadas. En ella se observan discrepancias con los datos aportados.

En zonas áridas y semiáridas de África (Thomas, 1974a) y de Australia (Mabbutt, 1965b) y en regiones templadas en Estados Unidos (Kaye, 1967) y Europa (Demek, 1965; Gutiérrez y Rodríguez, 1978; Molina y Blanco, 1980) son relativamente frecuentes perfiles de meteoriza-

FIGURA 5.28 Cantera de granito en la que se observa un perfil de meteorización. Destaca la zona ferralítica en la parte superior y el adelgazamiento de la misma hacia el valle. Aparecida. São Paulo (Brasil).

ción profundos. Es obvio que el origen de estas potencias no es posible bajo las condiciones climáticas en las que se encuentran. Se deben interpretar como generados en climas tropicales húmedos, de mayor agresividad química, tal como señalan numerosos autores. Por lo tanto, la existencia de potentes perfiles de alteración, situados en zonas fuera de los trópicos húmedos, es un buen indicador de cambio climático.

La distribución espacial de los regolitos ha sido analizada por Thomas (1974a). La influencia de la estructura de las rocas es manifiesta, ya que afecta a la profundidad de meteorización. De este modo, la densidad de los planos de fisibilidad, existentes en el macizo rocoso, controla la potencia de la alteración. La máxima profundidad está en relación con la mayor densidad (Thomas, 1966, 1994a, 2005) (Fig. 5.29), que en ocasiones corresponde con áreas de intersección de sistemas de fracturación. Por eso, el frente de meteorización es muy irregular y no guarda ninguna relación con el perfil topográfico. Por el contrario, la meteorización más profunda se encuentra en los interfluvios. Esto puede ser debido a la erosión fluvial de un perfil potente de meteorización (Fig. 5.30) o a que la alteración en los interfluvios es más rápida (Thomas, 1994a).

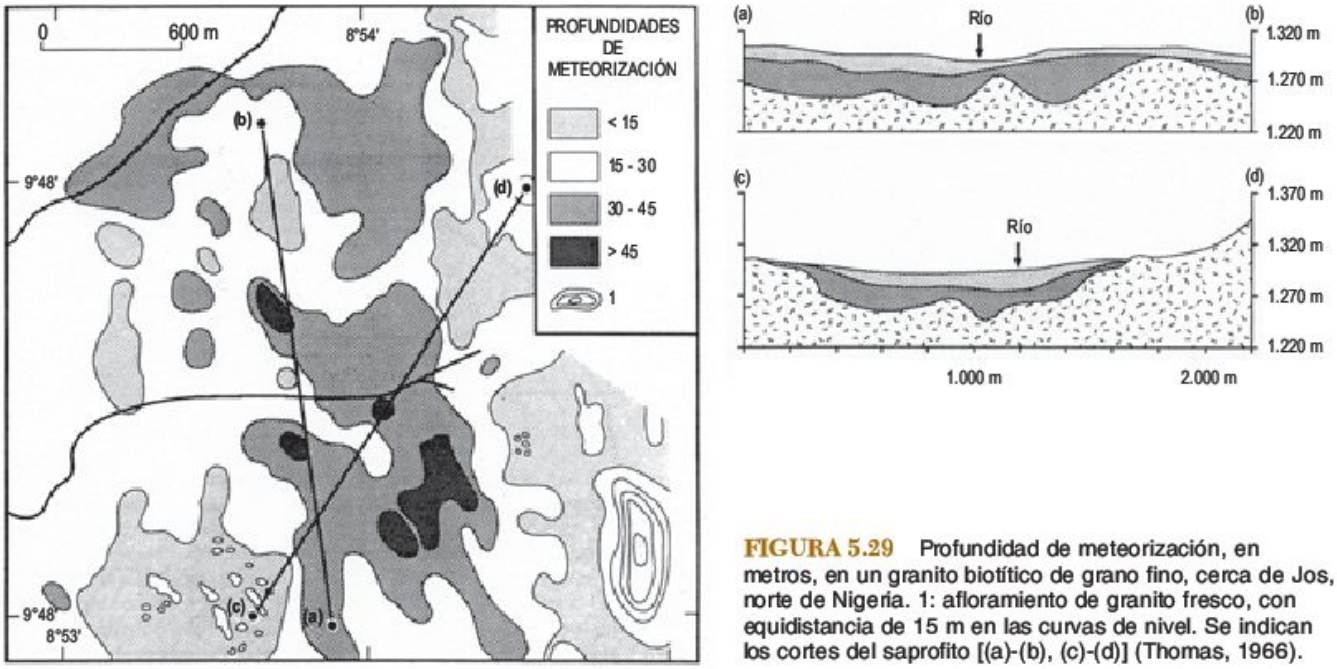


FIGURA 5.29 Profundidad de meteorización, en metros, en un granito biotítico de grano fino, cerca de Jos, norte de Nigeria. 1: afloramiento de granito fresco, con equidistancia de 15 m en las curvas de nivel. Se indican los cortes del saprofito [(a)-(b), (c)-(d)] (Thomas, 1966).

FIGURA 5.30 Perfil potente de meteorización incidido por el río Mathioya (Kenia).

5.2.3.5 *Zonas de meteorización*

El conjunto del perfil de alteración no está constituido por un regolito carente de estructuración, sino que en él se pueden llevar a cabo un conjunto de diferenciaciones, que son más manifiestas en rocas graníticas. Los primeros trabajos básicos en los que se establece una zonación del perfil de meteorización fueron realizados en los granitos de Hong Kong por Ruxton y Berry (1957, 1961) y Berry y Ruxton (1959). Wilhelmy (1958) los estudia en Asia oriental, África, Centro y Suramérica, Península Ibérica y Córcega. Mabbut (1961b) los analiza en el oeste de Australia. En el perfil se observa una disminución de los bloque de roca fresca hacia las partes más altas y un aumento de la angulosidad de los mismos hacia abajo. A veces, los bloques diaclasados presentan una estructura concéntrica formada por envolturas de materiales residuales y en su interior la roca puede permanecer totalmente fresca. Esta disposición se conoce como **meteorización esferoidal** (Figs. 5.31 y 5.32). Parece ser que se origina por emigración de elementos dentro de la roca (Ollier, 1984). Las partes superiores del perfil se erosionan fácilmente hasta la zona en la que predominan los bloques. Las zonas diferenciadas se basan en el grado de alteración del granito y en la presencia de bloques sin alterar en el interior del per-

FIGURA 5.31 Meteorización esferoidal en rocas volcánicas. Fort de France. Isla de la Martinica (Pequeñas Antillas).

FIGURA 5.32 Meteorización esferoidal en lavas básicas del ifft valley Gregory. Kabernet (Kenia).

fil (Fig. 5.33). Todos los autores citados con anterioridad llevan a cabo divisiones del perfil basándose en estos criterios. Gerrard (1988) efectúa una amplia recopilación de las clasificaciones de perfiles de alteración propuestos por diferentes autores. Ollier (1969b) propone una zonación, que es la utilizada más ampliamente (Gerrard, 1988):

1. Suelo.
2. Regolito carente de estructura.
3. Regolito que conserva la estructura de la roca (Fig. 5.34).
4. Regolito con bloques redondeados.
5. Regolito con bloque paralelepipédicos próximos entre sí (Fig. 5.35).
6. Roca fresca.

Como es lógico, la estructuración de los perfiles de meteorización de las rocas sedimentarias, metamórficas y volcánicas son muy variables, aunque se puede aplicar el perfil tipo de Ollier. En todas ellas, la fisuración del macizo rocoso juega un papel fundamental. Por otra parte, se pueden llevar a cabo diferenciaciones del perfil basadas en criterios químicos, mineralógicos, hidrológicos e ingenieriles, en función de los fines que se persigan (Ollier, 1984).

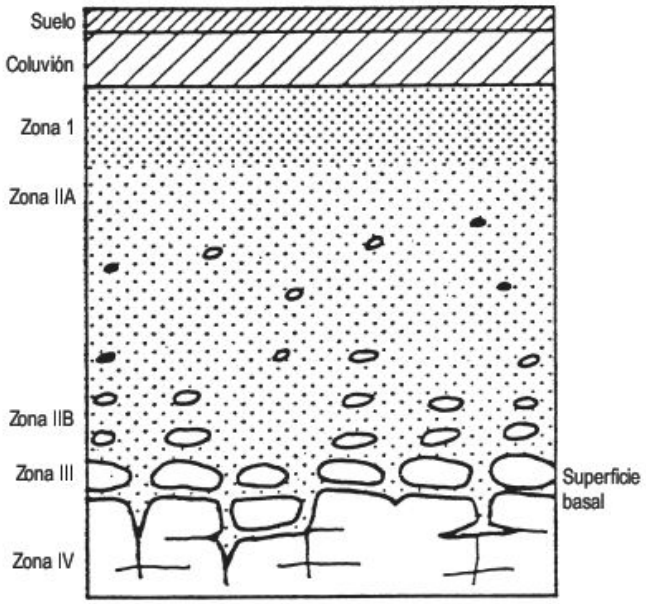


FIGURA 5.33 Típico perfil de meteorización desarrollado en granito diaclasado (modificada de Ruxton y Berry, 1961).

5.2.3.6 *Velocidades de meteorización*

Los procesos de meteorización química se manifiestan en otras zonas climáticas, pero en los trópicos húmedos la velocidad de alteración es mucho más elevada (Muxart y Birot, 1977). Es importante estudiar estos procesos, pero también es necesario cuantificar la meteorización de las rocas.

Las metodologías para su estudio son muy variadas. Se pueden obtener datos cuantitativos de la alteración de piedras de construcción y ornamentales, cuya edad de instalación se conoce. Estos trabajos han sido llevados a cabo por numerosos autores en distintos climas (Ollier, 1984). También se pueden conseguir cifras aproximadas mediante investigaciones de laboratorio de envejecimiento acelerado. Los valores obtenidos al comienzo de la meteorización son mayores. Por lo tanto, las velocidades de meteorización serán superiores a las existentes a lo largo de toda la alteración. Se ha calculado que son 200-400 veces las obtenidas en el campo (Swodoba-Colberg y Drever, 1993). No obstante, uno de los métodos más utilizados se basa en la medida de la carga sólida y en disolución, en parce-

FIGURA 5.34 Perfil de alteración en granito en el que se observan estructuras primarias y *schlieren*, junto con el desarrollo de meteorización esferoidal. La diapositiva corresponde a una cantera en la que se explota como áridos el granito arenizado. Granito de La Alberca (provincia de Salamanca, España).

FIGURA 5.35 Perfil de meteorización en el que se observa el tránsito de la zona de bloques redondeados a angulosos. Sistema Central. Carretera Villacastín-Ávila, España.

las experimentales cerradas de unas decenas de metros de largo. También estudiando la composición química del residuo de meteorización (Nahon, 1991). El periodo de experimentación es variable y normalmente fluctúa entre 1 y 5 años. En las áreas tropicales húmedas de sabana del Camerún se han obtenido rebajamientos superficiales de 1-2 mm/ka (ka = 1.000 años) (Birot, 1978) y en la selva de Costa de Marfil 1,2 mm/ka (Roose y Lelong, 1976). En Burkina Faso, Senegal y Costa de Marfil las cifras fluctúan entre 1-8 mm/ka (recopiladas en Goudie, 1995). Otra metodología consiste en estudiar las cargas de fondo, en suspensión y disolución de pequeñas cuencas. En New England (oeste de Australia) J. B. Field encuentra en el estudio de tres cuencas experimentales que la carga en disolución es diez veces mayor que el material en suspensión y la carga de fondo es prácticamente nula. Los valores de denudación obtenidos son de 14,4 mm/ka para basaltos y de 4,5 mm/ka para granitos (Ollier, 1984). En Rodesia, la velocidad de rebajamiento superficial en granitos es de 15 mm/ka en zonas lluviosas y de 6 mm/ka en áreas más secas (Owens y Watson, 1979). En el SE de Brasil, Vasconcelos *et al.* (1992) proponen una edad, obtenida por $^{40}K/^{40}Arg$ y $^{40}Ar/Ar^{39}$, de 10,1-5,6 Ma para regolitos profundos (> 20 m). En Nueva Caledonia se han obtenido valores de erosión en rocas ultrabásicas de unos 28 mm/ka (Trescases, 1973, en Muxart y Birot, 1977). En una recopilación efectuada sobre velocidades de alteración se estiman unos valores aproximados de 2-50 mm/ka (Thomas, 1994). No obstante, persiste una confusión entre la edad de un perfil de meteorización y la velocidad de formación del saprofito. En áreas templadas humedas, como los Apalaches, las velocidades de formación del saprofito son por término medio de 20 m por millón de años (Cleaves *et al.*, 1970). En las zonas tropicales húmedas se pueden formar 50 m de saprofito en el último millón de años (Thomas, 1994a). Finalmente, se pueden calcular

velocidades de meteorización en largos periodos de tiempo a partir de dataciones absolutas de materiales geológicos (piroclastos, lavas, etc.). Sin embargo, existe una gran incertidumbre entre la relación meteorización-tiempo, que normalmente no es lineal (Viles, 2001).

Los valores obtenidos por métodos experimentales señalan que la mayoría de los regolitos se han formado durante el Cuaternario, ya que los valores medios de la velocidad de alteración son del orden de 20 m por millón de años. Los valores indicados por Birot (1978) para la alteración de 1 m de granito en selva húmeda son de 50.000 años y en sabana de 70.000 años. Todos ellos son similares a los señalados por Thomas (1994a). Al considerar estas importantes magnitudes de tiempo, hay que tener presente los cambios climáticos que se han sucedido a lo largo de la configuración del perfil. En periodos secos la velocidad de meteorización se amortigua, mientras que la denudación se incrementa.

Recientemente ha surgido una nueva técnica de métodos cosmogénicos de datación a partir del estudio de los anillos de meteorización (Gorgon y Dorn, 2005). Para ello, es fundamental tener anillos de meteorización (WR). Este método tiene numerosas aplicaciones en Geomorfología y ciencias conexas.

5.3 Formas resultantes de la meteorización

Las superficies de las rocas pueden estar afectadas por meteorización diferencial y ésta puede dar lugar al desarrollo de distintos tipos de microformas. Este micromodelado se sitúa en la base de paredes verticalizadas dando lugar a cavernas o abrigos, en laderas rocosas inclinadas donde se localizan alveolos y tafonis y en superficies horizontales o de escasa inclinación en las que se reconocen gnammas o pilancones de meteorización. Todas estas formas pueden encontrarse en un mismo afloramiento rocoso y aunque en los desiertos son muy frecuentes se localizan también en otros climas (Martini, 1978; Twidale y Corbin, 1963). Se desarrollan sobre todo en rocas isogranulares ígneas (granitos, riolita) y sedimentarias (areniscas), aunque también se reconocen en conglomerados, gneises y pórfidos (Goudie y Viles, 1997; Goudie, 2004e).

La base de los afloramientos rocosos presenta un mayor contenido en agua, en parte debido al ascenso por capilaridad. Por consiguiente, la meteorización es más importante que en las partes superiores, donde la roca está seca y prácticamente sin meteorizar (Mabbutt, 1977). Estas circunstancias explican el **socavamiento basal** de las paredes rocosas que se desarrolla más fácilmente en las zonas de umbría, dando lugar a **cavernas** o **abrigos** (Howard y Selby, 1994). Cuando el socavamiento afecta a cerros aislados o inselbergs se producen monolitos en forma de hongo. Esta morfología también puede producirse por meteorización subsuperficial y posterior exhumación, constituyendo un excelente ejemplo de este origen los espectaculares voladizos de la Península del Eyre, en el sur de Australia (Fig. 17.2) (Twidale, 1962).

En paredes rocosas de moderada o gran inclinación se localizan oquedades redondeadas, que en ocasiones acribillan la roca por completo. También se observan en el talud sobre bloques desprendidos. Si el tamaño de estas oquedades es centimétrico se les denomina **alveolos** (Fig. 5.36), que al agruparse dibujan un morfología en panal de abeja (*honeycomb*). Su origen es controvertido y se atribuyen a la erosión eólica, descamación, crioclastia y meteorización salina. Son frecuentes en ambientes costeros (Mustoe, 1982) (Fig. 11.13). Mottershead (1994) señala una velocidad mínima de meteorización de 1 mm/año para los alveolos de ambientes litorales.

Cuando las dimensiones son mayores, decimétricas y a veces métricas, reciben el nombre de **tafonis**, palabra italiana (Fig. 5.37). Suelen presentarse agrupados y tienen secciones circulares o elípticas y a veces, el fondo aparece cubierto de detritos (Mellor *et al.*, 1997), que se movilizan por el viento, lluvia y escorrentía. Pueden crecer y unirse unos con otros y también en su crecimiento hacia el interior puede conectar con otro tafoni. A veces, al igual que los alveolos, se presentan orientados según planos de debilidad de la roca, a veces imperceptibles. La superficie rocosa suele presentar descamación y en el interior del tafoni son frecuentes las eflorescencias salinas. Su origen es controvertido (Twidale y Vidal Romaní, 2005). Algunos autores diferencian entre tafonis de pared y tafonis basales, ligados a los procesos de socavamiento basal (Smith, 1978; Bradley *et al.*, 1978). Se está de acuerdo en que los procesos dominantes son los que están en relación con el movimiento del agua con sales próximas a la superficie, que corresponden a haloclastismo y humedecimiento y secado. También se aducen el termoclastismo, crioclastia, disolución de cementos carbonatados y erosión eólica (Evans, 1969-70; Mustoe, 1983; Young, 1987; Robinson y Williams, 1992). Además de estos procesos subaéreos, algunos tafonis pueden generarse por meteorización bajo la superficie del suelo y posterior exhumación por erosión (Dragovich, 1969). Por otra parte, en ambientes de marcada aridez el desarrollo de los tafonis es muy escaso, ya que la carencia de agua impide la actuación de muchos procesos de meteorización.

FIGURA 5.36 Alveolos en arenisca silícea del Buntsandstein, Bezas (provincia de Teruel, España).

FIGURA 5.37 Tafonis sobre una pared rocosa constituida por areniscas calcáreas del Oligoceno, en la Depresión del Ebro. Los tafonis, de tamaño variable, se presentan orientados. Albelda (provincia de Huesca, España).

Los tafonis formados en la costa de Córcega, Elba y Cerdeña se pueden diferenciar entre los que se originan por meteorización cavernosa (tafonis) y los más pequeños, como los alveolos. La descamación de los granitos es parecida, excepto en los cristales de halita, que son frecuentes en las zonas de descamación y disgregación granular. Las biotitas se impregnan de halita y están sometidas a esfuerzos inducidos por el crecimiento de cristales, que produce una expansión. La expansión térmica por insolación es tres veces mayor en cloruro sódico que en otros minerales constituyentes. Las biotitas se rompen en pequeños fragmentos que rellenan pequeñas oquedades, lo que sugiere que la meteorización física es mayor que la química y produce las zonas de ablación cóncava característica de los tafonis mayores (Frenzel, 1989).

Otro aspecto investigado es el del análisis morfológico de los tafonis (Calvin y Cailleux, 1972; Rodríguez y Navascués, 1982; Sancho y Gutiérrez, 1990; Sancho y Benito, 1990). Sancho y Gutiérrez (1990) señalan que el desarrollo de la tafonización de areniscas oligocenas de la Depresión del Ebro, bajo condiciones semiáridas, depende de la inclinación de la superficie de afloramiento, factores texturales, meteorización de los feldespatos, humedecimiento y secado y haloclastismo. Por otra parte, parece ser que los tafonis necesitan decenas de millones de años para su desarrollo (Norwick y Dexter, 2002).

En las superficies de afloramientos rocosos horizontales o de débil inclinación se desarrollan pequeñas depresiones cerradas denominadas **gnammas o pilancones de meteorización** (*weathering pits*) (Fig. 5.38), que también tienen numerosas denominaciones locales. Se presentan por lo general agrupadas y sus diámetros más frecuentes son decimétricos, aunque también se reconocen otras de tamaño centimétrico y métrico (Fig. 5.39), y su profundidad suele ser función de su diámetro. Sus for-

FIGURA 5.38 Gnammas en pozo o *pits*, de desigual desarrollo elaboradas en areniscas miocenas. Estas pequeñas depresiones cerradas se presentan rellenas de material limo-arcilloso. Región de Alcañiz (provincia de Teruel, España).

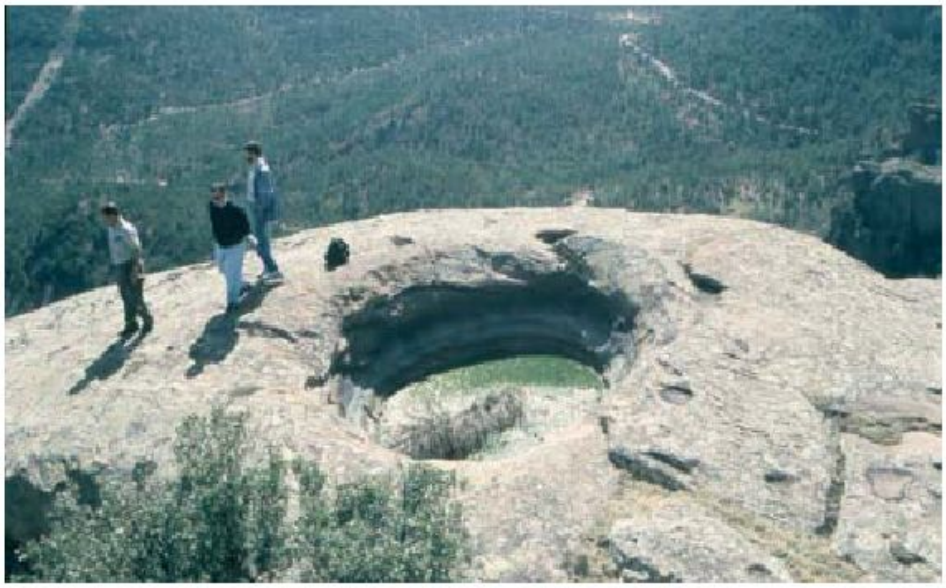


FIGURA 5.39 Gnamma en pozo de unos 2 m de diámetro, fotografiada desde un helicóptero, elaborada en areniscas del Buntsandstein. Bezas, Sierra de Albarracín (provincia de Teruel, España). Foto B. Leránoz.

mas en planta son variadas, si bien predominan las morfologías circulares y elípticas. Algunas gnammas tienen bordes muy irregulares, que suelen producirse por coalescencia de varios individuos. Las secciones transversales presentan una gran variedad (Gutiérrez e Ibáñez, 1979) (Fig. 5.40) y las gnammas pueden clasificarse en función de las mismas (Twidale y Corbin, 1963). Se diferencian las **gnammas en pozo** o ***pits*** con una gran profundidad respecto al diámetro (Fig. 5.38), las **gnammas en cubeta** o ***pans*** poco profundas en relación con su diámetro (Fig. 5.41) y en ellas son frecuentes los voladizos y, finalmente, las **gnammas en sillón** o ***armchair***, situadas en laderas de poca inclinación, con sección transversal triangular y constituyen un paso intermedio hacia las morfologías de tafonis. Se originan por meteorización di-

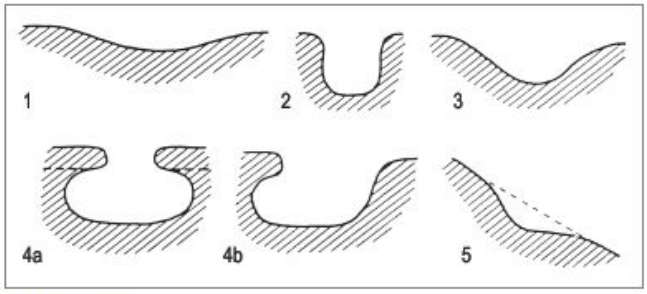


FIGURA 5.40 Secciones transversales de gnammas en la región de Alcañiz (provincia de Teruel, España). Depresión del Ebro. 1: gnamma de bordes tendidos. 2: gnamma en pozo o *pit*. 3: gnamma en cubeta o *pan*. 4a: gnamma en cubeta con voladizo. 4b: gnamma disimétrica. 5: gnamma en sillón o *armchair* (Gutiérrez e Ibáñez, 1979).

se encuentra en todos los climas, pero fundamentalmente en los claramente húmedos, que se suele denominar **pseudolapiaz** (*weathering flutes*) (Fig. 5.43). Se desarrollan sobre todo en superficies rocosas de gran buzamiento (Migon, 2006). Su origen puede deberse a meteorización, disgregación granular y erosión hídrica de los detritos resultantes (Birot, 1958; Czudek *et al.*, 1964). Williams y Robinson (1994) estiman que juega un papel importante el proceso de humedecimiento y secado. Por otro lado, Twidale (1982b) señala un origen subsuperficial. La presencia de pseudolapiaz en diversos menhires, desecha la hipótesis de origen en el Terciario de estas formas (Czervinski y Migon, 1993).

Otra micromorfología, de desarrollo fundamental en rocas graníticas, es el **agrietamiento poligonal** (*polygonal cracking*) (Fig. 5.44), también llamado hieroglifo (Twidale y Vidal Romaní, 2005), que se localiza en cualquier ambiente climático. Los polígonos tienen diámetros entre 5 y 30 cm (Migon, 2006), grietas de hasta 5 cm de anchura que pueden penetrar algunos centímetros (Twidale y Vidal Romaní, 2005). Se desarrollan fundamentalmente en rocas isogranulares y de grano medio. Se ha invocado un origen debido a planos de dislocación de cizallamiento (Vidal Romaní, 1991) y la otra hipótesis se fundamenta en la meteorización y la erosión, localizada típicamente sobre grandes bloques o plataformas.

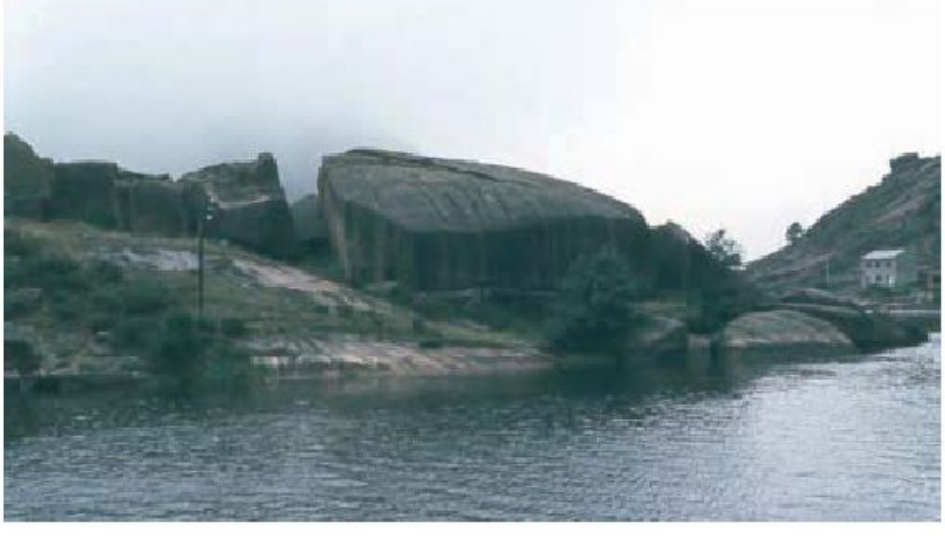


FIGURA 5.43 Pseudolapiaz desarrollado en un gran bloque granítico. Cascada del Xallas. Ezaro (provincia de la Coruña, España).

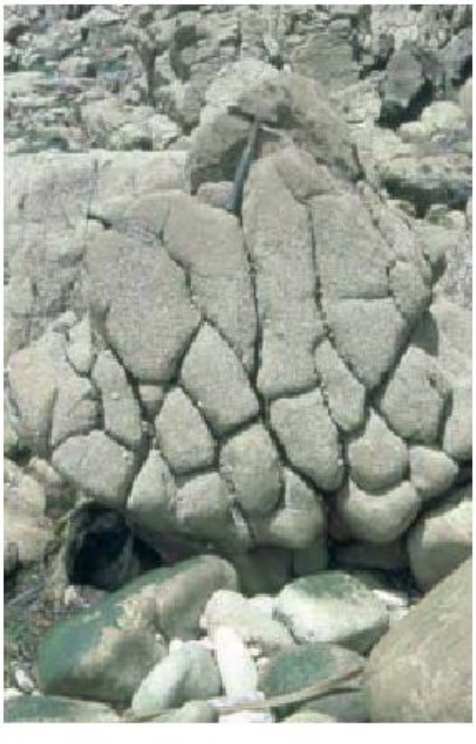


FIGURA 5.44 Intenso agrietamiento poligonal en granito. Sierra de Xures (provincia de Orense, España).

5.4 Aspectos prácticos de la meteorización

5.4.1 Procesos y productos de alteración

La meteorización en las áreas desérticas está condicionada fundamentalmente por las importantes variaciones en la temperatura y humedad, que afectan a los principales procesos existentes en estas regiones. De este modo, las fluctuaciones térmicas dan origen a la meteorización por insolación y en las áreas de elevada altura a la gelifracción. Las variaciones en el contenido en humedad desencadenan los procesos de humedecimiento y secado y de haloclastismo. La carencia de agua dificulta la alteración química y la meteorización biótica se limita fundamentalmente a la actividad de algas y líquenes, mediante la desintegración de las rocas por procesos físicos y químicos.

La meteorización por ciclos de humedecimiento y secado (hidroclastismo) producen la desintegración de las rocas por descamación y agrietamiento (Ollier, 1994) y es un agente muy importante en las áreas desérticas, produciendo efectos de rotura considerables (Ollier, 1977). Pero en estas zonas el agua que circula por los poros está cargada en sales de alta solubilidad, fundamentalmente cloruros y sulfatos, que al precipitar por evaporación generan efectos disruptivos superiores a la gelivación. Este proceso, denominado haloclastismo, actúa como vemos conjuntamente con el de humedecimiento y secado. De todos los procesos de meteorización actuantes en las regiones desérticas el haloclastismo es el más importante (Doornkamp e Ibrahim, 1990). Implica la rotura mediante procesos de crecimiento de cristales, expansión volumétrica e hidratación de algunas sales (Cooke, 1986; Cooke *et al.*, 1993) y desintegra las rocas a tamaño limo. Este proceso se manifiesta básicamente en los márgenes de lagos salinos, en canales efímeros y en las áreas de intersección de la zona de capilaridad con la superficie del suelo.

Ya en las civilizaciones antiguas los constructores conocían muy claramente los efectos disruptivos en las rocas derivados de la presencia de sales (Ollier, 1977). Así, en Egipto, la Gran Pirámide de Keops (Fig. 5.45) se recubrió de una capa protectora de sillares de caliza resistentes a la alteración, hasta que hace unos mil años se destruyó en parte y comenzó la meteorización del núcleo de la Pirámide (Emery, 1960). Aunque hoy se sigue construyendo con materiales naturales, muchas de las estructuras son de hormigón, el cual puede estudiarse de igual forma que una roca, de cara a conocer su comportamiento ante los procesos de desintegración por meteorización.

La efectividad del haloclastismo (Cooke *et al.*, 1982) depende de condiciones ambientales tales como las derivadas de las importantes variaciones diurnas de temperatura y humedad, que dan origen a la cristalización e hidratación de sales, y de las fluctuaciones del frente de capilaridad. Igualmente, son fundamentales las propiedades de los materiales afectados, sobre todo las derivadas

FIGURA 5.45 La parte superior de la pirámide de Keops (gran pirámide de Egipto) está recubierta por calizas que permanecen sin alterar. Por el contrario, los sillares infrayacentes presentan una marcada meteorización. Foto J. L. Peña.

de la porosidad y distribución porosimétrica. Finalmente, también es importante el tipo de sales implicadas, cuya incidencia en la alteración es variable en función de las sales presentes. Las sales más agresivas son los sulfatos de sodio y de magnesio (Fig. 5.13) (Goudie *et al.*, 1970; Goudie, 1974; Cooke, 1979).

Los problemas más frecuentes y graves en relación con las estructuras ingenieriles (Cooke, 1986; Goudie, 1994a; Goudie, 1998; Goudie y Viles, 1997) se derivan de las fluctuaciones del frente de **capilaridad** que afecta a la base de los edificios, carreteras, canales, oleoductos y otro tipo de estructuras. Por todo ello, es fundamental tener un buen control de los materiales a utilizar, y es conveniente emplear los que tengan un bajo contenido en sales y una alta resistencia a la meteorización salina, por lo que es recomendable llevar a cabo en el laboratorio ensayos de durabilidad. En algunos edificios se observa con claridad la altura alcanzada por el frente de capilaridad. En zonas áridas de Bahrain, Dubai y Egipto no supera los 4 m de altura, aunque normalmente suele ser de 2-3 m (Cooke *et al.*, 1982). En el área semiárida de Alcañiz (Depresión del Ebro) se reconocen ascensos en torno a los 5 m (Fig. 5.46) en el Palacio de los Calatrava y en la puerta de entrada a Calatayud, se observa la precipitación de sales solubles por capilaridad (Fig. 5.47). Cuando el material empleado es el hormigón, los cloruros y sulfatos de sodio, calcio y magnesio son las sales que más le afectan, produciendo fundamentalmente expansión y desintegración en el mismo; es conveniente utilizar cementos resistentes a los sulfatos (Mehta, 1983).

En la construcción de carreteras se deben evitar las zonas húmedas por ascenso capilar (Fig. 5.48), donde la me-

FIGURA 5.46 Frente de capilaridad ondulado, desarrollado en los sillares de arenisca del Castillo de los Calatravos, del siglo XVIII, que alcanza alturas de unos 5 m sobre el suelo. La alteración es más importante en los sillares inferiores. Alcañiz (provincia de Teruel, España). Depresión del Ebro.

FIGURA 5.47 Precipitación de sales de elevada solubilidad por ascenso del frente de capilaridad. Los sillares basales de caliza presentan un deterioro menor que los ladrillos. Calatayud (provincia de Zaragoza). Cordillera Ibérica.

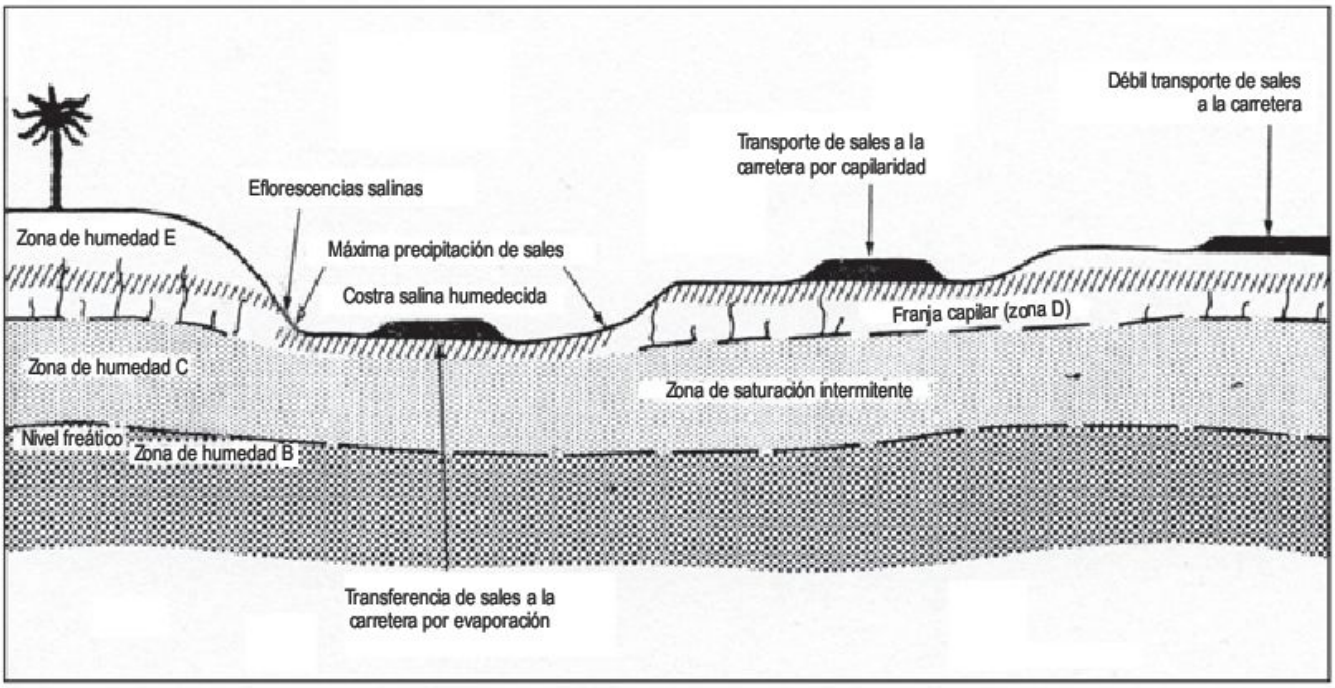


FIGURA 5.48 Corte esquemático en el que se indica la importancia de las zonas de humedad del suelo en la construcción de carreteras (Fookes y French, 1977; en Cooke *et al*., 1982).

teorización salina produce agrietamiento, oquedades, desmoronamiento y desintegración (Cooke *et al*., 1982). Un modo de predecir el riesgo por haloclastismo es realizar medidas de la conductividad eléctrica, que refleja el contenido salino de aguas subterráneas poco profundas y construir mapas en los que se delimitan áreas de diferente salinidad (Fig. 5.49).

La **laterita** es una roca generada fundamentalmente por meteorización, de usos muy diversos y resistente a la erosión. Se ha utilizado en la construcción de templos en Camboya, en la edificación del Castillo Español de San Marcos, en San Agustín (Florida), y en la construcción de numerosas vías de comunicación en zonas tropicales, tales como las resistentes carreteras de Gabón (Persons, 1970).

Con fines ingenieriles, conviene diferenciar entre laterita, que es una roca endurecida irreversiblemente y suelo laterítico, que se reblandece cuando se humedece y se endurece cuando se seca (Persons, 1984). Los suelos lateríticos se extraen fácilmente en canteras con hachas y picos, obteniendo ladrillos que se secan a la intemperie y necesitan al menos dos años para endurecerse (McFarlane, 1976). En la actualidad se fabrican estos ladrillos en Agra (India). Su utilización como material de construcción ha decaído en la mayoría de los países tropicales y perdura en aquellos en los que la laterita es la única roca resistente. Se conservan numerosos restos de civilizaciones cultas, en los que se reconocen muelles, rompeolas, fosos, alcantarillados, etc., que han funcionado durante cientos de años (Persons, 1970).

Los ladrillos endurecidos de laterita se utilizan para la construcción de paredes, revestimientos, pequeñas presas, alcantarillas, canales y enlosados. Su agradable textura y resistencia hacen de esta roca un material atractivo en arquitectura e ingeniería (Persons, 1970, 1984).

La laterita también se utiliza como firme en la construcción de carreteras y aeródromos. En las calles y carreteras radiales de Lagos (Nigeria) la laterita se usa con mucha frecuencia debido a su resistencia y a la proximidad de las canteras. La técnica de construcción es la siguiente (Fig. 5.50): sobre una base excavada se colocan bloques oblongos de laterita y los huecos se rellenan con laterita triturada, cuyos tamaños oscilan entre 0,1 y 10 mm en distintos países del Golfo de Guinea y Brasil (Persons, 1970, 1984). Con posterioridad se compacta y se añade una capa de 5 cm de laterita triturada. En los trópicos húmedos es necesario que el firme tenga un buen drenaje para evitar que se produzcan deformaciones en la capa de rodadura. Algunos suelos lateríticos son sensibles a la humedad y pierden resistencia con el incremento de la misma. Por eso, es preciso orear el suelo laterítico durante el tiempo necesario, antes de la trituración.

Las presas de relleno de rocas, construidas con lateritas trituradas y compactadas, presentan una gran resistencia. Por otra parte, las partículas de laterita son capaces de cementarse, por lo que originan una superficie impermeable. Por el contrario, cuando no se dispone de lateritas, las presas de relleno están constituidas por rocas diversas, que al compactarse son permeables y necesitan una impermeabilización (Persons, 1970, 1984).

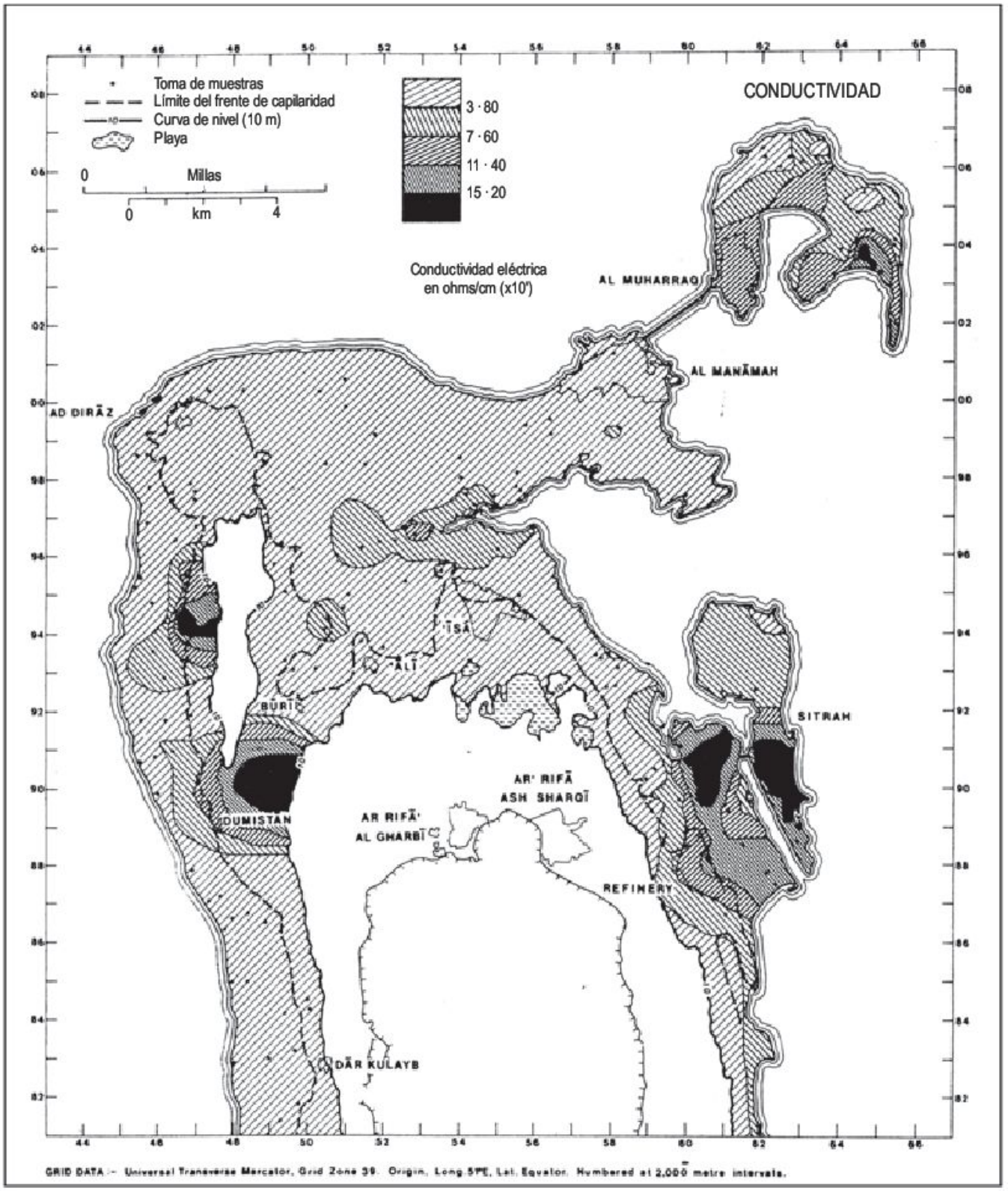


FIGURA 5.49 Agresividad del suelo en el norte de Bahrein, representada por la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas. (Power y Water, 1976; en Cooke *et al.*, 1982).

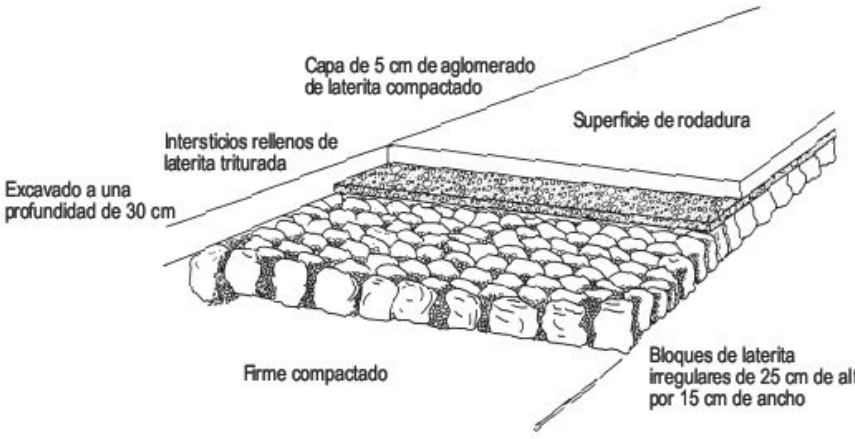


FIGURA 5.50 Esquema de la utilización de la laterita como firme de carreteras (Persons, 1970).

5.4.2 Yacimientos minerales supergénicos y placeres

Muchos depósitos minerales son el resultado de procesos de meteorización. Los elementos metálicos, durante la alteración, se movilizan fácilmente en disolución y pueden trasladarse hasta el mar o precipitar dentro del perfil de meteorización. Si se concentran llegan a generar un yacimiento de interés económico. Este proceso se denomina **enriquecimiento supergénico** y es de gran importancia en los sulfuros (Ollier, 1969b, 1984; Ollier y Pain, 1996).

En un yacimiento supergénico se diferencian distintas zonas (Fig. 5.51). La parte superior del perfil de meteorización constituye la zona oxidada. Esta se subdivide en una zona inferior de óxidos, que se enriquece hacia la base, y una zona de lixiviación, en la que pueden concentrarse en la parte superior minerales residuales de hierro que forman una montera (*gossan*), que constituye un excelente indicio para la prospección. Por debajo de la zona de oxidación, se encuentra la zona de enriquecimiento en sulfuros, que se forma por la alteración del material superior que precipita por debajo del nivel freático en condiciones reductoras. El límite entre las zonas oxidada y de sulfuros corresponde a la posición del nivel freático en el momento de su formación. El descenso lento del nivel freático favorece el desarrollo de importantes potencias de la zona de sulfuros supergénicos. Los rebajamientos del nivel freático pueden deberse a cambios climáticos y tectónicos o a modificaciones del drenaje por erupciones volcánicas. Por estos descensos, la zona de sulfuros supergénicos, de potencia muy variable, puede estar situada desde unos metros a algunas decenas de metros e incluso llega a alcanzar más de 600 m en varios lugares del mundo (Ollier, 1984; Ollier y Pain, 1996).

Las **lateritas** pueden constituir menas de hierro, aluminio, níquel, manganeso, oro, etc. Dentro del perfil de alteración, las concentraciones de metales aumentan con la profundidad y en las partes superiores predominan los oxihidróxidos de aluminio. Estos metales de elevada carga iónica se transportan en el regolito como pequeñas partículas amorfas, que posteriormente se deshidratan y cristalizan (Kühnel, 1987). La movilización hacia las partes bajas del perfil y su cristalización posterior ha sido puesta de manifiesto por Aleva (1991) para las lateritas niquelíferas y por Nahon *et al.*, (1985) para las lateritas manganesíferas.

El oro de las lateritas auríferas es muy puro (>95% en Au) y precipita en grietas de cantos de cuarzo y también alrededor de nódulos de óxido de hierro (Thomas, 1994a). Se cree que el oro se libera de la estructura cristalina de los sulfuros bajo condiciones de pH muy bajo. Posteriormente se solubiliza bajo la forma de sulfatos y al profundizar en el perfil se modifican las condiciones de pH y Eh, precipitando próximo al nivel freático (Wilson, 1984).

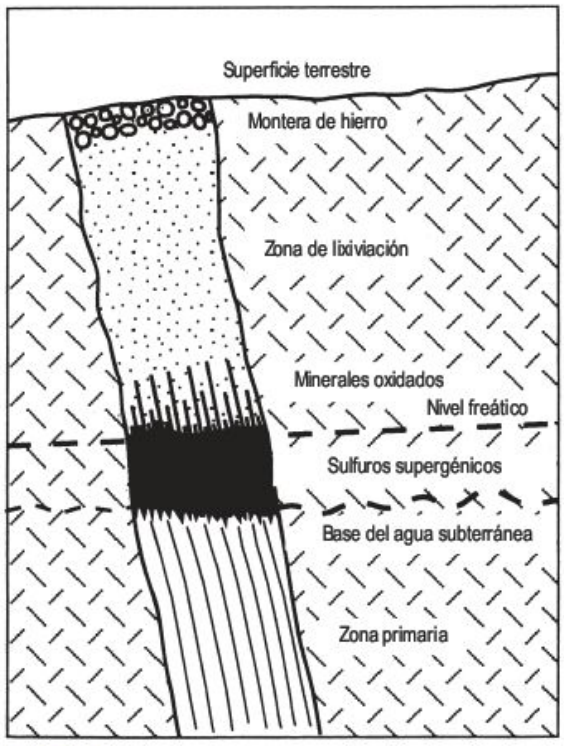


FIGURA 5.51 Zonas diferenciadas en un yacimiento formado por enriquecimiento supergénico (Ollier y Pain, 1996).

También se ha acudido a la actividad de salmueras continentales, que al penetrar en el interior las aguas cloruradas alcanzan una elevada acidez. El oro se solubiliza en forma de cloruros y, en medio reductor, al aumentar el contenido de Fe^{2+}, el oro precipita en forma de pequeños cristales de gran pureza (Mann, 1998). Asimismo, se ha invocado el papel que desempeñan los ácidos húmicos en la movilización del oro en forma coloidal.

Existen numerosos yacimientos de hierro en relación con la **karstificación**. Están constituidos fundamentalmente por limonita, hematites, goethita y siderita, que son un residuo de alteración de las calizas y dolomías. Se encuentran formando bolsadas, rellenando fracturas o depresiones kársticas de tamaño diverso. Los contactos entre la roca carbonatada y el mineral de hierro son muy irregulares. En el macizo calcáreo se desarrollan normalmente galerías subterráneas de flujo freático. En España existen varios yacimientos de hierro en relación con procesos kársticos en carbonatos: Alquife (Granada), Sierra Menera (Teruel), Cabárceno (Santander) y Cerro del Hierro (Sevilla), desarrollados todos ellos en rocas calcáreas de distinta edad. El yacimiento de Sierra Menera es de tipo interestratal y la karstificación de carbonatos mixtos de hierro y magnesio del Ashgilliense da lugar a los minerales de hierro secundario (Fig. 5.52) (Fernández-Nieto *et al.*, 1981).

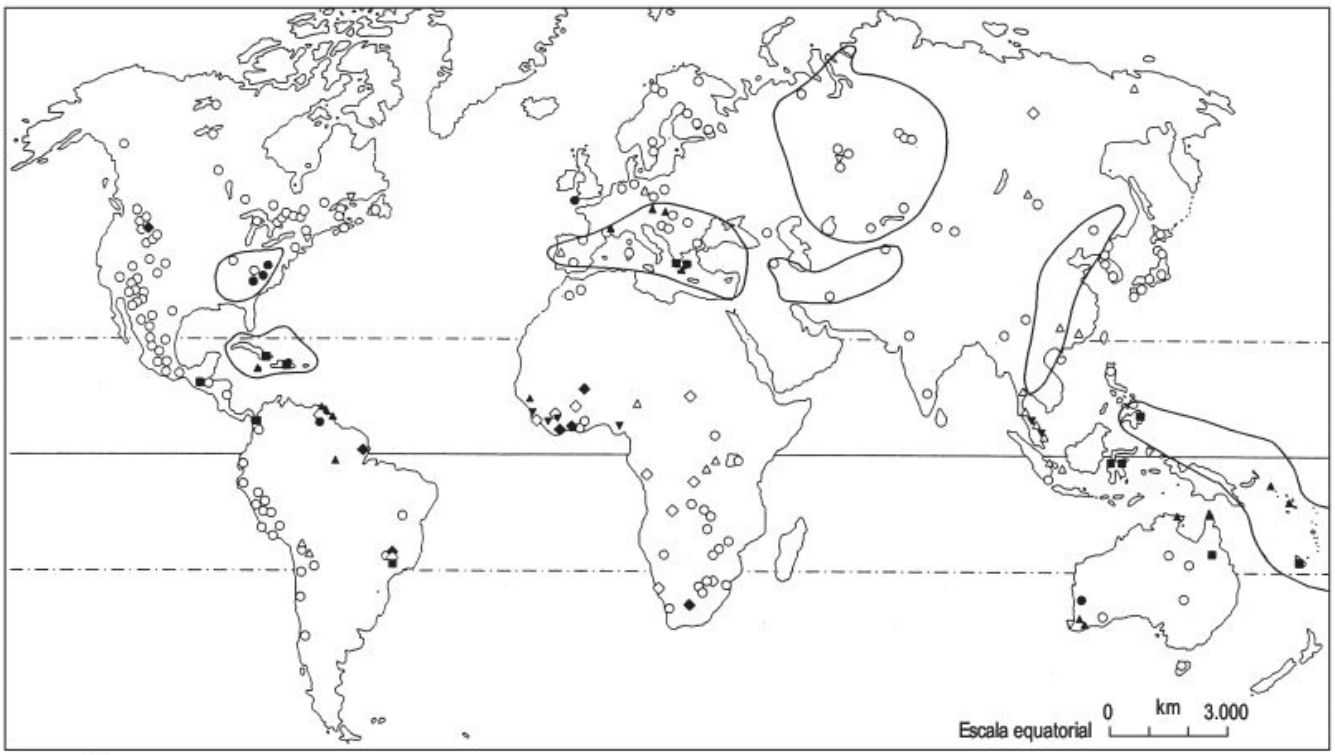
Aproximadamente el 10% de la producción mundial de aluminio procede de bauxitas kársticas (Caribe y sureste de Asia). Se encuentran principalmente rellenando depresiones kársticas, que han ido profundizando lentamente a la vez que se engrosaba el depósito de bauxita. Se reconocen desde el Cámbrico hasta el Cuaternario, siempre en asociación con climas cálidos (Bardossy, 1981).

En el karst de torres de Malaya, los aluviones estaníferos penetran en el endokarst rellenando cavidades y grietas, constituyendo un importante yacimiento de estaño en el que están implicados la karstificación previa y el relleno posterior (placer) (Sweeting, 1972).

Los **placeres** se originan por concentración mecánica producida por la separación por gravedad de los minerales pesados (más densos que el cuarzo) por medio del agua o del viento (Bateman, 1950). Para ello es necesario que los minerales se liberen de la roca alterada y lleguen a concentrarse en los medios anteriormente indicados. La mayoría de los placeres se generan en medios fluviales y litorales. Los minerales más importantes que se extraen son: oro, diamante, ilmemita, rutilo, casiterita, circonio, monacita, piedras preciosas, etc. Aunque los placeres tienen una amplia distribución en todo el globo terráqueo (Fig. 5.53), los medios tropicales húmedos y subhúmedos presentan condiciones óptimas para su formación (Thomas, 1994a). La mayoría de los placeres resultan de la actividad de procesos geomorfológicos actuales (Fig. 5.54) o recientes, como los diamantes de la República Centroafricana y la casiterita de Indonesia. Otros se han formado en tiempos geológicos pretéritos, como los placeres auríferos del Terciario de Las Médulas (provincia de León) y los proterozoicos de Witwatersrand (África del Sur), o los diamantíferos del Triásico de Swazilandia (Sutherland, 1984, 1985).

En los sistemas fluviales, las alternancias climáticas que se desarrollan durante el Cuaternario dan lugar a sistemas de terrazas, que pueden explotarse al contener minerales pesados de interés económico y, a su vez, pueden transportarse hacia los niveles inferiores. Los lechos fluviales están afectados por un continuo retrabajamiento y migración de los canales, de tal forma que la sedimentación de gravas gruesas favorece el entrampamiento de pequeños diamantes, como en Sierra Leona y Ghana (Thomas y Thorp, 1993). En Indonesia y Malasia, los placeres

FIGURA 5.52 Explotaciones de oxihidróxidos de hierro, resultante de la karstificación de carbonatos. Cantera Corral. Sierra Menera (Cordillera Ibérica). Ojos Negros (provincia de Teruel).



Placeres
- ○ Oro, plata, plomo, cinc, cobre
- △ Estaño
- ▽ Titanio
- ◇ Diamantes

Depósitos de meteorización
- ▲ Bauxita laterítica
- ⊂ Bauxita kárstica
- ■ Laterita niquelífera
- ◆ Manganeso residual
- ● Caolín
- ▼ Laterita férrica

FIGURA 5.53 Principales depósitos de meteorización y de placeres, formados bajo condiciones tropicales húmedas (Reading *et al.*, 1995).

FIGURA 5.54 Prospección de un placer de oro con bateas y bomba de succión. Afluente del río Nzi. Bouaké (Costa de Marfil).

de casiterita proceden de la denudación de perfiles de alteración en granitos y andesitas, que se encuentran en coluviones, abanicos aluviales y rellenando cavidades endokársticas (Aleva, 1985; Gupta *et al.*, 1987). En los placeres de playa se concentran una gran variedad de minerales de rendimiento económico, tales como ilmenita, circón y monacita. Su concentración se lleva a cabo por las olas y las corrientes de deriva litoral. Por otra parte, la movilización por el viento de arenas de playa puede dar origen a placeres eólicos en dunas litorales.

La extracción comercial de minerales puede producir importantes modificaciones ambientales, que suelen ser toleradas por los gobiernos en países en vías de desarrollo. Así, una gran parte de las explotaciones de placeres aluviales de casiterita, en el sureste de Asia, se encuentran próximas a la costa. La extracción se lleva a cabo por dragado y bombeo del lecho fluvial. Esta operación produce una intensa turbulencia del agua, que vierte al mar una parte importante de esta carga en suspensión, afectando a la vida de los arrecifes coralinos. Otro ejemplo de las consecuencias de algunos tratamientos metalúrgicos lo tenemos en la Cuenca de Maderia (suroeste del río Amazonas). El dragado de oro se amalgama con mercurio, perdiéndose en el río un 5-30% de mercurio. Esta contaminación tiene graves efectos para la fauna existente en esta cuenca fluvial (Reading *et al.*, 1995).

5.4.3 Características del regolito. Algunas implicaciones en Ingeniería Geológica

Las rocas en estas áreas son muy diversas, aunque los granitos son los más abundantes. Por esta razón, una gran parte de las investigaciones se han circunscrito a las rocas graníticas. Al meteorizarse generan un regolito con dos tamaños de partículas; unas están constituidas por granos de cuarzo no alterados y las otras están formadas por la fracción arcillosa resultante de la meteorización de los feldespatos y micas. Este regolito presenta una porosidad de hasta el 60%, elevada permeabilidad y ángulos de fricción entre 20° y 30° (Dearman y Shibakova, 1989). Cuando se producen lluvias torrenciales se puede alcanzar la saturación, desencadenándose desprendimientos catastróficos. Hacia su base los perfiles de alteración tienen bloques de roca no alterada, de muy diverso tamaño. Estos bloques presentan problemas en las excavaciones de las carreteras y también en la estabilidad de los taludes (Douglas, 1986).

La profundidad de meteorización es muy variable. Los minerales arcillosos dominantes en el saprolito son la caolinita y halloysita, en condiciones de gran precipitación. La montmorillonita se reconoce en las áreas de tránsito a regiones semiáridas o en zonas de mal drenaje. En laderas abruptas, un elevado contenido de arcillas contribuye a la inestabilidad y a la generación de deslizamientos en épocas de lluvias intensas (Thomas, 1986).

En este capítulo se ha analizado el perfil de meteorización y su diferenciación en zonas (Ollier, 1969b), basada en los contenidos y estructura del grus y en la morfología de la roca fresca. Este mismo criterio ha sido adaptado para llevar a cabo una clasificación del perfil de alteración con fines ingenieriles (Dearman *et al.*, 1978). El Comité de Suelos Tropicales de la International Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering (ISSMFE, 1985) elaboró una clasificación basada en estos principios, que fuera adecuada para los trabajos de ingeniería y especialmente útil en la estimación de la capacidad de sustentación con fines de cimentación (Dearman y Shibakova, 1989). La clasificación aparece reflejada en la Tabla 5.1. En Fookes (1997, 2005) se representa gráficamente la clasificación para diversos tipos de meteorización (Fig. 5.55). Los seis grados diferenciados tienen un gran parecido con

TABLA 5.1 Clasificación de suelos tropicales residuales por el grado de meteorización (ISSMFE, 1985).

Grado	Grado de alteración	Reconocimiento de campo	Propiedades ingenieriles
VI	Suelo	Rocas sin textura reconocible; capa superficial que contiene humus y raíces de plantas.	Inadecuado para cimentaciones importantes. Es inestable cuando se destruye la cobertera existente.
V	Completamente meteorizado	Roca completamente alterada por meteorización *in situ*, pero con textura reconocible. En los granitos, los feldespatos están alterados por completo a minerales de la arcilla. No pueden recuperarse los testigos en sondeos de rotación.	Puede excavarse con la mano y es ripable sin la utilización de explosivos. No es adecuado para cimentaciones de presas de hormigón o grandes estructuras. Sin embargo, es válido para cimentaciones de presas de tierra y para rellenos. Es inestable en taludes de gran ángulo. Requiere protección contra la erosión.
IV	Muy meteorizado	La roca está tan debilitada por la meteorización que los bloques se rompen y deshacen con la mano. A veces, en sondeos de rotación, puede recuperarse el testigo. Menos del 50% de roca.	Similar al grado anterior. Poco adecuado para cimentaciones de presas de hormigón. La presencia de bloques sueltos desaconseja la cimentación para grandes estructuras.

Grado	Grado de alteración	Reconocimiento de campo	Propiedades ingenieriles
III	Moderadamente meteorizado	En conjunto considerablemente meteorizado. Los grandes bloques no se pueden romper con la mano. Del 50 al 90% de roca.	Se excava con dificultad sin el uso de explosivos. Adecuado para cimentaciones de pequeñas estructuras de hormigón y relleno de roca. La estabilidad de los taludes depende de las características estructurales, sobre todo de la disposición de las diaclasas.
II	Débilmente meteorizado	La meteorización se limita a las discontinuidades de la roca. En granitos algunos feldespatos están alterados. La resistencia se aproxima a la roca fresca. Más del 90% de roca.	Para la excavación se requieren explosivos. Adecuado para cimentaciones de presas de hormigón. Muy permeable a través de las diaclasas abiertas. Por lo general, más permeable que las zonas superiores o inferiores. Cuestionable como árido para hormigón.
I	Roca fresca	La roca fresca puede tener algunas diaclasas teñidas de limonita por debajo de la roca meteorizada.	El teñido indica la percolación de agua a lo largo de las diaclasas. Es necesario utilizar explosivos para romper los bloques y puede requerirse entibaciones en túneles y pozos.

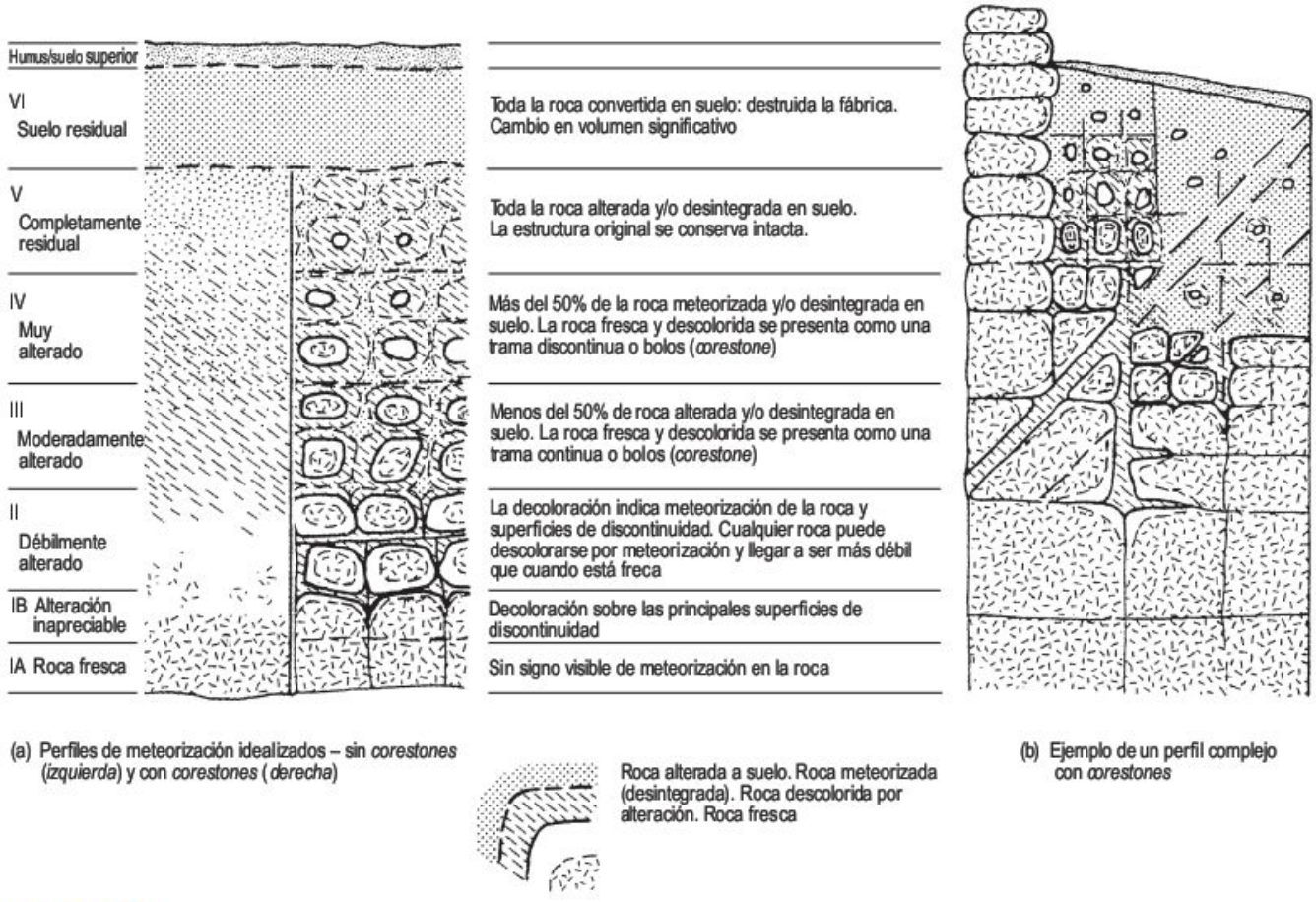


FIGURA 5.55 Clasificación de los grados de meteorización tropical (Fookes, 1997).

las zonas propuestas por Ollier. Conviene señalar que los ingenieros civiles e ingenieros geólogos estudian la estabilidad y durabilidad del manto de alteración y la resistencia de los materiales (Ehler, 2005).

El conocimiento tridimensional del regolito es fundamental para la realización de obras de ingeniería. Con estos fines se llevan a cabo sondeos y prospección geofísica (Ollier y Pain, 1996). La aplicación de la sísmica de re-

fracción da buenos resultados para obtener la profundidad del regolito y diferencia con dificultad algunas de las zonas (Kesel, 1976). La sísmica de martillo es la más adecuada para el cálculo de potencias de regolitos de menos de 30 m y ha sido utilizada para distinguir en las laderas el regolito del coluvión con el fin de conocer la evolución de las mismas (Mills, 1990). El método eléctrico permite diferenciar la potencia de las diferentes capas de distintas resistividades existentes en el regolito. Con los métodos electromagnéticos, bien de uso en tierra o aeroportados, se pueden obtener mapas tridimensionales del regolito, mediante la distribución de la conductividad en la vertical (Street y Anderson, 1993). La técnica del radar (GPR) también permite la realización de cartografías en tres dimensiones hasta profundidades de unos 40 m (Mellet, 1990).

5.4.4 La alteración de los monumentos

Las señales de deteorización de los materiales pétreos en los monumentos, a escala mundial, son conocidas desde hace tiempo; sin embargo, como señala Winkler (1973), en los últimos 80 años el ritmo del deterioro físico, observado visualmente, ha crecido de una manera alarmante, prácticamente exponencial (Ordaz *et al.*, 1984).

La deteriorización de los monumentos es un tema que preocupa considerablemente a ayuntamientos, comunidades y organismos supranacionales. Se le ha calificado como *mal de la piedra* y otros, más dramáticos, la denominan *cáncer de la piedra*. Alcanza proporciones muy significativas en algunos monumentos arquitectónicos, edificios y objetos escultóricos del variado patrimonio de la humanidad (Esbert *et al.*, 1983). En el caso de los monumentos existen un conjunto de importantes factores específicos, relacionados con la acción antrópica: forma de construcción (presencia de morteros y cementos, composición de la atmósfera urbana y precipitaciones) (Robert, 1993).

Con el fin de salvaguardar el patrimonio cultural (*cultural heritage*), la UNESCO ha editado un libro (Stovel, 1998) relativo a la prevención del riesgo al que está expuesto el patrimonio mundial, redactado por ICEROM (International Centre for the Study of the Conservation and Restoration of Cultural Property). En él se recogen aspectos tales como la protección del bien cultural, prevención del riesgo, mejora de la gestión del patrimonio, administración y algunos casos conocidos.

La conservación del patrimonio forma parte del **desarrollo sostenible**, que constituye uno de los fundamentos principales para la definición de la futura política económica, ambiental y social a escalas globales, nacionales y regionales (Panizza y Piacente, 2003). A partir de la Revolución Industrial del siglo XVIII la emisión de gases, resultantes fundamentalmente de las actividades industriales, ha enfatizado considerablemente la alteración de las piedras monumentales. Esta polución atmosférica produce, además de la meteorización, el desencadenamiento de mecanismos de sedimentación superficial (Prada *et al.*, 1996) y es importante conocer con la mayor precisión el tipo de partículas atmosféricas transportadas y las depositadas por el viento (Esbert *et al.*, 2001).

Por consiguiente, se hace necesario enfrentarse con este problema con investigaciones coherentes en relación con la conservación y la restauración. Uno de los graves problemas, que resultan de efectuar una limpieza de los monumentos, es la desaparición de las pátinas existentes en las piedras. Esta pátina, que se produce a lo largo de mucho tiempo, se origina por la actividad de procesos físicos, químicos y biológicos, a la par que endurece la roca u otro material de construcción. Ha resultado muy llamativa la limpieza de ese gran volumen de rocas calizas que constituyen la Catedral de Burgos, de estilo gótico. Se han eliminado las pátinas y, como consecuencia, ha desaparecido ese tono grisáceo, que se ha convertido en blancuzo. Igualmente, la limpieza de los ladrillos de las torres mudéjares de Teruel, ha vuelto su tono rojizo envejecido en otro de matices rosados.

La aplicación de productos comerciales a los monumentos para incrementar su conservación ha de hacerse con un planteamiento científico adecuado, ya que estas aplicaciones pueden ser contraproducentes e incluso aceleran los procesos que se intentan detener (Esbert *et al.*, 1983, 1997).

No cabe duda de que los primeros pasos que se deben llevar a cabo para estudiar las rocas del monumento son el estudio de la mineralogía y propiedades petrofísicas, además del comportamiento químico y biológico. Todo ello debe ir unido a un estudio minucioso «de visu» de las diferentes formas de alteración que presentan los materiales (Sanjurjo y Alves, 2006). También es conveniente, conocidos los parámetros meteorológicos, llevar a cabo los adecuados estudios de alterabilidad o envejecimiento acelerado. De esta investigación minuciosa se deben efectuar las consideraciones que se estimen oportunas, de cara a una mejor conservación del monumento. El excelente volumen de Esbert *et al.*, (1997) reune prácticamente todas las técnicas petrográficas, propiedades físicas, pruebas específicas y técnicas de intervención.

Desde muy antiguo es conocida la generación de pseudolapiaces en los granitos de los menhires neolíticos (5500-7000 BP) de Carnac, en Bretaña (Pedro, 1993). Por otra parte, los egipcios recubrieron la Gran Pirámide de Keops (4700 BC), de 144 m de altura, (Fig. 5.45) de losas calizas para evitar la meteorización del conjunto, dada la casi nula alteración de las calizas en ambientes hiperáridos, con el tiempo fueron parcialmente extraídas para otras construcciones. Más recientemente los científicos realizaron experiencias de meteorización en un ambiente natural, tal como la llevada a cabo por Hilger (1897) que partió en trozos de 1 a 2 cm muestras de caliza, arenisca

y esquisto micáceo y fueron expuestos a la atmósfera durante 17 años. A intervalos, los fragmentos fueron examinados y se observaron las características de la alteración y las partículas desprendidas. Al final del largo periodo, se observó que las muestras meteorizadas fueron alteradas tanto física como químicamente. La caliza fue más afectada por ataque químico, la arenisca sufrió una mayor alteración física y en el esquisto micáceo se reconoció tanto la meteorización mecánica como la química.

La caliza en un medio urbano se meteoriza más rápidamente que en las áreas rurales circundantes. Esto ya fue reconocido por Archibald Geikie que estudió la meteorización de los sepulcros en Edimburgo y sus alrededores (Huggett, 2003). Se han calculado las velocidades de meteorización en mármoles de Dirham (Inglaterra) y se han obtenido valores de 2 micras/año en un ambiente rural y 10 micras/año en medios urbanos industriales (Attewell y Taylor, 1988). Por el contrario, en la Catedral de St. Paul en Londres, tiene lugar una adición de sulfatos a causa de las lluvias ácidas, que supone 0,62 micras/año (Sharp *et al.*, 1982).

También se han efectuado intentos de estudio de la velocidad de meteorización observando los grados de alteración que presentan los cantos depositados en medios fluviales y que, en la actualidad, constituyen secuencias de terrazas. Para ello es preciso conocer la edad de los niveles de acumulación, que para el valle medio del Ródano Bornand (1979) estima en 2,5 millones de años. Los clastos constituyentes de las terrazas son fundamentalmente calizas, granitos y cuarcitas. Sobre las terrazas se localiza una cronosecuencia de suelos con un grado de evolución creciente con la edad. A partir de la T_2 se produce una descarbonatación. Son suelos fersialíticos que culminan en ultisoles en la terraza más antigua. En la secuencia se observa una disolución rápida y total de los cantos calizos y una desaparición progresiva de los cantos cristalinos. Como conclusión establece una primera fase de evolución de carácter fersialítico (500.000-800.000 años), en la que se concentra el hierro y una segunda fase de desrubefacción y de degradación de los suelos rojos (fase ultisólica de más de un millón de años). Como señala Millot (1979) no se dispone en este caso de la edad de las alteraciones, más que por métodos estratigráficos. Un estudio similar es el llevado a cabo por Woodward *et al.*, (1994) sobre perfiles de suelo desarrollados en terrazas fluviales carentes de dataciones en el noroeste de Grecia.

La **durabilidad** es lo contrario a la alterabilidad e indica la actitud o capacidad de un material para resistir la acción agresiva de los agentes de alteración. Conocer la durabilidad de un material rocoso es una tarea bastante compleja, dada la cantidad de factores extrínsecos e intrínsecos implicados en el proceso y los diferentes tipos de deterioro que pueden darse (Esbert *et al.*, 1997).

Para obtener tasas de meteorización, conociendo la edad de la piedra, se han llevado a cabo observaciones sobre losas de diferentes tipos de rocas que proceden de canteras próximas al cementerio. Esta metodología presenta las ventajas de conocer la edad, la meteorización se produce por diferentes mecanismos naturales, pero el tiempo no supera los 900 años (*véase* Ollier, 1969b).

5.4.4.1 *Alteración de las areniscas en diferentes ambientes climáticos*

Las rocas más empleadas en la construcción de monumentos son los granitos (Acueducto de Segovia, Monasterio del Escorial, entre otros), calizas (catedrales de Burgos, León, etc.) y areniscas. Estas últimas rocas han sido profusamente utilizadas, a lo largo de la historia, para la edificación de distintos tipos de monumentos. La causa fundamental de su utilización es su fácil labrado. Las areniscas constituyen un amplio grupo con características mineralógicas, texturales, matriz, porosidad, grado y tipo de cementación, etc. muy diferentes entre sí. En este apartado pretendemos, por lo general someramente, analizar la meteorización de las areniscas bajo distintos ambientes climáticos, teniendo en cuenta en lo posible las características intrínsecas de los diferentes tipos de areniscas. Solo se tienen en cuenta aquellos monumentos que han estado sometidos básicamente a la acción de procesos atmosféricos en medios no degradados. Por este motivo, se excluyen las diferentes construcciones llevadas a cabo con areniscas silíceas en Belfast (Irlanda), que están afectadas por altos grados de polución antrópica, con el consiguiente desarrollo de costras negras (Smith, Magee y Whalley, 1994).

Las monumentales obras llevadas a cabo en los márgenes del Río Nilo en **Egipto**, durante el periodo de las tres dinastías faraónicas, aproximadamente 4800-2950 B.P., llaman poderosamente la atención por el gran volumen de roca movilizada y su extraordinario grado de conservación. Los monumentos están construidos fundamentalmente por la Arenisca de Nubia (Jurásico-Cretácico) de disposición horizontal y dispuesta en lentejones entre capas arcillosas y por el granito rosado precámbrico de la región de Aswan. Las precipitaciones medias alcanzan 2-10 mm/año y los vientos proceden del norte (Goudie, 2002). Como consecuencia de la escasez de agua, la alteración natural es muy pequeña, a pesar de su antigüedad. Se observan descamaciones y desplacaciones en los fustes (Templo de Luxor) y bajorrelieves. En estos últimos, las descamaciones suelen superar el centímetro y quizás coincidan con la máxima penetración del escoplo. Puntualmente, en zonas de nivel freático más superficial, se observa la acción de la capilaridad con deposición de sales blancas en el frente. No obstante, la mayor deterioración de los monumentos se debe a la acción antrópica mediante la destrucción por percusión de numerosos relieves, muy posiblemente por motivos religiosos. Las Esfinges del Templo de Amón en Karnak, los Colosos de Memnón (que representan a Amenofis III), la imponente estatua de Ramsés II a la entrada del Templo de Luxor, el

derribo del granito rosa de 18 m de altura de la estatua de Ramsés II en Tebas, constituyen la clara evidencia de la acción del hombre sobre este magnífico patrimonio de la humanidad.

Aguas arriba, la construcción de la Gran Presa de Aswan en el Río Nilo, terminada en 1970, generó el Lago Nasser. Este vaso sepultaba gran cantidad de monumentos bajo sus aguas. La ayuda internacional para salvarlos fue situarlos en el margen del Río Nilo (Abu Simbel) o trasladarlos a otros países con climas muy dispares. El obelisco egipcio, que permaneció intacto en la región de Aswan, se está degradando en los últimos 30 años desde que fue transportado a Estados Unidos e instalado bajo el clima cálido y húmedo de Nueva Cork (Pedro, 1993).

La provincia de **Rajhastan (India)**, lindante al oeste con Pakistán, presenta unas voluminosas edificaciones (fuertes, palacios, etc.) en areniscas jurásicas con un magnífico grado de esculpido (Fig. 5.56). Los fuertes más importantes se encuentran en Jodhpur y Jaisalmer, este último dentro del Desierto del Thar, a unos pocos kilómetros de la frontera pakistaní, con temperaturas extremas entre 3 y 50 °C y las precipitaciones son de unos 150 mm, con lluvias mayores en el monzón del verano (Dhir *et al.*, 1992).

Algunas personas consideran a Jaisalmer como una de las pequeñas ciudades más bellas del mundo, denominada la «perla del desierto», con una enorme muralla de 5 km y dentro de lo que podíamos considerar una ciudad museo con sus edificaciones alrededor del siglo XII. La ciudad fue antiguamente lugar de paso para las caravanas entre Oriente y Delhi. En su interior se encuentran templos, palacios y soberbias mansiones con balcones maravillosamente esculpidos, todos ellos construidos con una arenisca silícea jurásica de tonos dorados. La alteración de la arenisca de los monumentos es prácticamente nula, debido fundamentalmente a la gran aridez reinante. Por otra parte, no se han observado roturas efectuadas por el hombre.

La ciudad de **Salamanca (España)**, con una temperatura media anual de 12,4 °C, una precipitación anual de 360 mm y unos 30 días de helada al año, constituye uno de los ejemplos más característicos de utilización de un único tipo de piedra, con el que se han construido numerosos monumentos arquitectónicos (principalmente del siglo XVI y otros de los siglos XVII y XVIII) y, hoy en día, sigue utilizándose en las fachadas de los edificios. La piedra franca o dorada salmantina es una arenisca del Eoceno medio-superior, que se extrae de las canteras de Villamayor, próxima a Salamanca. La arenisca ha sido estudiada profundamente por varios equipos de investigación, que reunieron su trabajo en el volumen «Estudio sobre las Alteraciones y Tratamiento de la Piedra de Villamayor» (Arribas *et al.*, 1984; Hernández *et al.*, 1984; Ordaz *et al.*, 1984; Vicente *et al.*, 1984; Oteo, 1984).

Se trata de arcosas heterométricas; los diámetros comprendidos entre 0,125 y 0,25 mm son los más utilizados en la construcción (Arribas *et al.*, 1984), de color blanco-amarillento-grisáceas (Rock-Color Chart, 1979) con cuarzo, feldespatos, caolinita, illita, esmectitas, paligorskita y accesorios. La presencia de minerales hinchables, esmectitas y paligorskita, producen una expansión volumétrica en la red cristalina. Por lo tanto, los procesos de humectación-sequedad deben jugar un importante papel en la meteorización de la roca (Arribas, 1984).

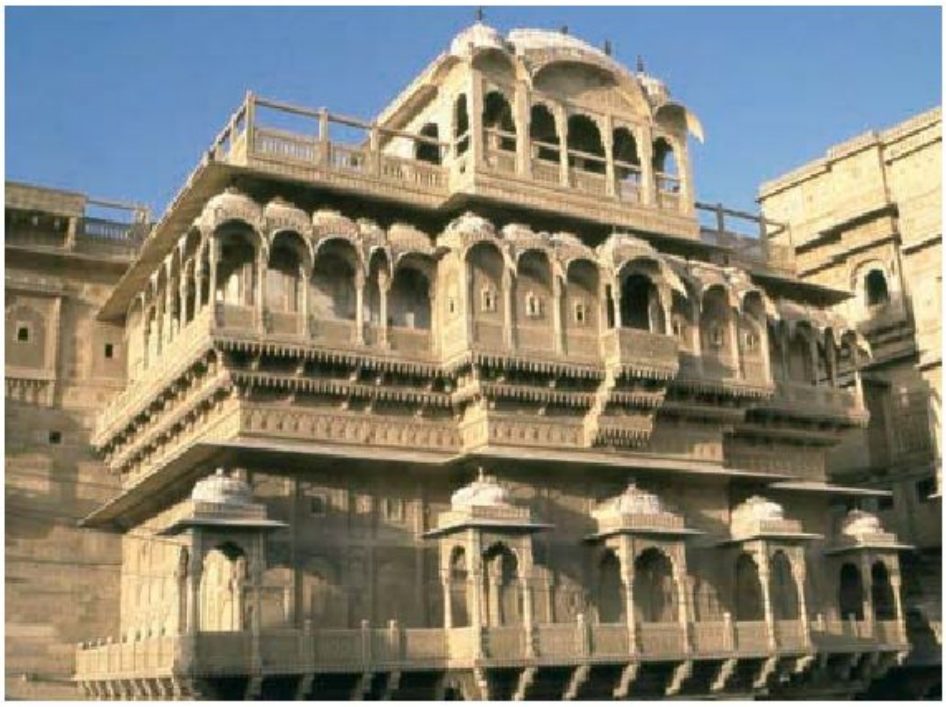


FIGURA 5.56 Palacio del siglo XII construido en arenisca. Jaisalmer (India).

La arenisca de Villamayor presenta un gran número de poros, lo que facilita la movilidad del agua en los mismos. Las propiedades físicas de las rocas fueron estudiadas por varios equipos y describiremos fundamentalmente los llevados a cabo por Ordaz *et al.* (1984) que siguen las metodologías propuestas por Belikov *et al.* (1967) y la International Society for Rock Mechanics (1972). La Tabla 5.2 indica los cálculos efectuados de las porosidades físicas. La arenisca tiene una elevada porosidad (30-50%) y la porosidad efectiva es del 96%, lo que sugiere que la mayoría de los poros están intercomunicados. La capacidad de absorción es muy rápida y, por consiguiente, las comunicaciones entre los poros se realizan con gran celeridad. La desorción o pérdida de agua por evaporación en las primeras veinticuatro horas fue de 71,76%. Las medidas de capilaridad ponen de manifiesto la gran capacidad de succión de agua. El ascenso del frente capilar alcanzó una altura mínima de 7 cm, en las primeras veinticuatro horas.

TABLA 5.2 Propiedades físicas de la «Piedra de Villamayor» (Ordaz *et al.*, 1984)

	Promedio
Peso específico de los granos minerales (ρg)	2.660 kg/m^3
Densidad aparente de la roca seca (ρd)	1.760 kg/m^3
Porosidad abierta (n_0)	32,9 %
Porosidad total (n)	33,8 %
Grado de relleno de los poros (Sr)	95,9 %
Contenido en humedad natural (w)	17,0 %
Contenido en humedad de saturación (i_s)	18,4 %
Índice de vacíos (I_v)	12,6 %
Absorción de agua (W)	14,5 %
Coeficiente de hinchamiento (ϵs)	2,5 x 10^{-3}
Coeficiente de expansión térmica (α_1)	9,0 m/m °C
Coeficiente de capilaridad (C)	120 Kg/m^2 · min^{0,5}
Coeficiente de penetración de agua (A)	5,6 x 10^{-3}m/min^{0,5}

También se llevaron a cabo ensayos de alterabilidad o de envejecimiento acelerado y todos ellos giran alrededor del agua. La Tabla 5.3 representa la pérdida de material por desagregación en los distintos ensayos de envejecimiento acelerado. En el ensayo de ciclos de humedad-sequedad el promedio de las pérdidas fue de 3,2% después de 30 ciclos. Las pérdidas por ciclos de hielo-deshielo o heladicidad indican que la acción de la crioclastia, después de 30 ciclos, ha producido una pérdida de material sólido de 5,7% de promedio. Finalmente, el ensayo de cristalización de sales con una disolución del 15% de SO_4Na_2, produce después de 10 ciclos importantes efectos disruptivos con la producción de un 20,8% en peso de material desprendido. Esta desintegración se debe, en gran parte, al paso de SO_4Na_2 (anhidrita) a mirabilita ($SO_4Na_2 \cdot 10H_2O$), que supone un incremento volumétrico de un 400%.

Con estos ensayos de alterabilidad se intenta conocer la capacidad de resistencia del material a la alteración posterior o, lo que es lo mismo, su mayor o menor durabilidad futura (Ordaz *et al.*, 1984). El conjunto de los resultados pone de manifiesto que el agua, líquida o sóli-

TABLA 5.3 Pérdida de material por desagregación en los ensayos de alterabilidad de la «Piedra de Villamayor» (Ordaz *et al.*, 1984).

Ensayo	Nº de ciclos	Porcentaje de pérdida de material en peso
Humedad-sequedad	30	0,8-6,4 % (prom. 3,2 %)
Helacidad	30	3,0-9,5 % (prom. 5,7 %)
Cristalización de sales	10	15,1-29,7 % (prom. 20,8 %)

da, es la que ejerce un mayor grado de meteorización, debido a la elevada porosidad de la arcosa. Por otra parte, las muestras que experimentan mayores pérdidas de peso son las que contienen una cantidad superior de arcillas hinchables.

Las sales, al igual que la humedad, son los elementos más efectivos en la deterioración de las areniscas. Los análisis químicos de las rocas frescas en cantera no señalan la presencia de Cl^-, SO_4^{2-}, NO^{3-}. No obstante, las sales de elevada solubilidad pueden incorporarse a la arenisca en el tiempo de su construcción, a partir del suelo, polución atmosférica, etc. (Torraca, 1981). Sin embargo, las muestras analizadas no contienen SO_4^{2-}, S^{2-} o Cl^- por lo que la polución ambiental juega un papel casi nulo.

Otro aspecto de meteorización de la arenisca es el de la actividad biológica, manifestado por el recubrimiento de hongos, algas y líquenes (Arribas *et al.*, 1984). El estudio de las superficies alteradas puede aportar datos sobre los procesos de solubilidad de algunas especies químicas (Hernández *et al.*, 1984; Ordaz *et al.*, 1984). La observación del grado de meteorización de las construcciones de la ciudad de Salamanca pone de manifiesto la presencia de alveolizaciones, descamaciones y desplacaciones, acanaladuras, desagregraciones (arenización y pérdida de cemento), figuración, rubofacción y decoloración, costras, eflorescencias y pátinas de diferentes tipos (Hernández *et al.*, 1984; Ordaz, 1984).

En sus consideraciones sobre los métodos de la corrección de la alteración, Vicente *et al.* (1984) indican que los tratamientos más adecuados consisten en la utilización de resinas sintéticas (acetato de polivinilo, metacrilatos, etc.) o resinas sintéticas sin disolvente. Sin embargo, señalan que «se debe proseguir la experimentación en laboratorio de los productos reseñados, al objeto de conseguir el tratamiento más idóneo, que proteja y consolide la arenisca de Villamayor». Por otro lado, Arribas *et al.* (1984) llevan a cabo ensayos con resinas y siliconas, descartando la utilización de estas últimas a causa de que los cambios de temperatura la anulan.

El **Monasterio de San Juan de la Peña** (provincia de Huesca), situado en las Sierras Exteriores Pirenaicas, símbolo del reino de Aragón (España), se aloja en un importante abrigo de conglomerados miocenos (Fig. 5.57). La temperatura oscila entre –10° y –32 °C y la precipitación media anual es de 915 mm. El origen del monasterio se remonta al siglo VIII y los mayores volúmenes de construcción son del siglo X y XI, junto con el Claustro del siglo XII. Este Monasterio se construyó para Panteones de los reyes de Aragón y de los nobles y ha sufrido desde entonces numerosos avatares e incendios a lo largo de su historia. El claustro románico del siglo XII y el Panteón de los Reyes, construido con areniscas de grano fino oligocenas, fue estudiado a instancias del Departamento de Cultura de la Diputación General de Aragón, por las Cátedras de Petrología y de Geomorfología de las Universidades de Oviedo y Zaragoza respectivamente (Esbert *et al.*, 1987). La preocupación fundamental era el estado de alteración de los capiteles del claustro (Fig. 5.58). Se analizaron dos muestras, una de 100 μm de grano fino y otra de 200 μm, menos representativa en la ornamentación. La arenisca de grano fino está constituida por cuarzo (42%), calcita (3%), filosilicatos (10%) y plagioclasas (3%) y dolomita (3%).

Se estudiaron las propiedades físicas de la muestra de grano fino entre otras, según las metodologías de Belikov *et al.* (1987); absorción libre de agua (más del 90% en las 4 primeras horas); absorción por capilaridad (incremento del peso en función del tiempo), penetración capilar (altura ascendida en función del tiempo) y curva de eva-

FIGURA 5.57 Claustro del siglo XII del Monasterio de San Juan de la Peña en las Sierras Exteriores Pirenaicas (provincia de Huesca), alojado a la sombra de un abrigo de conglomerados masivos miocenos, situado a 1.200 m de altura. Al fondo, la Capilla de San Voto de mediados del siglo XVII.

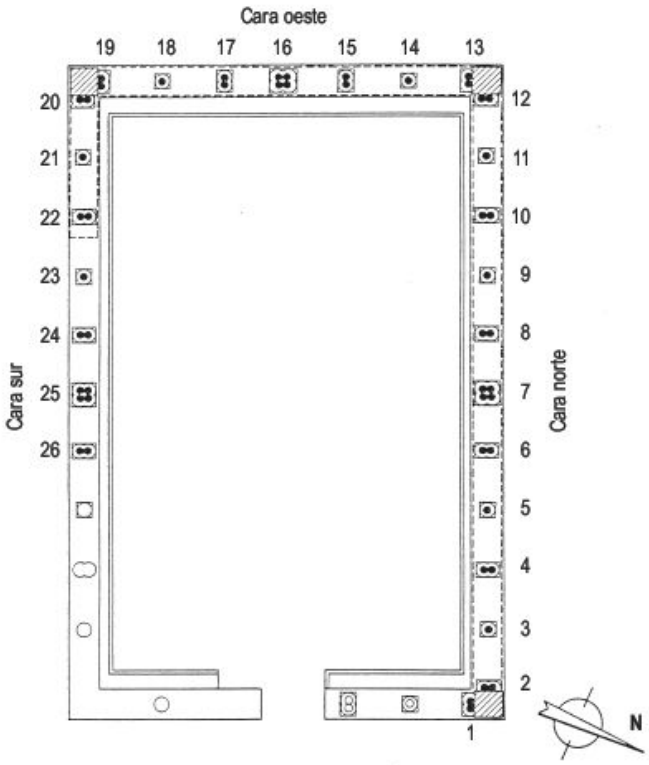


FIGURA 5.58 Esquema en planta del Claustro de San Juan de la Peña (Esbert *et al.*, 1987).

poración (Fig. 5.59). La porosidad y distribución porosimétricas nos permite obtener la porosidad libre o eficaz (9,6%), la porosidad atrapada (6,2%) y el radio medio de acceso al poro (0,25 μm) (Fig. 5.60), mediante técnicas de inyección de mercurio en la roca (Pellerin, 1980). La expansión lineal producida por la absorción de agua se obtuvo mediante el cálculo de hinchamiento libre lineal, según las normas de I.S.R.M. (1972). El valor es muy pequeño y se produce en las primeras horas del ensayo. En el estudio minucioso del claustro se pone en evidencia que únicamente los capiteles situados en la cara oeste (Fig. 5.57) presentan un elevado grado de conservación y sus relieves corresponden a una sucesión de hechos bíblicos. Los sucesivos avatares e incendios que ha sufrido el Claustro a lo largo de su historia pueden explicar el traslado, los relieves truncados por impactos, las malas prácticas de conservación, etc. Los fustes son en su mayoría de sustitución, excepto el de la columna n.° 25 que presenta un elevado grado de alveolización.

Es evidente que los capiteles han sufrido una desigual meteorización, menos deteriorados los de la cara oeste (del 13 al 19). Posiblemente la presencia de pátinas oscuras y rosadas pueden reflejar el desarrollo de antiguas policromías. Además de estas pátinas se observan descamaciones, desplacaciones, desintegración granular y otras muy frecuentes de origen mecánico, como fisuraciones y des-

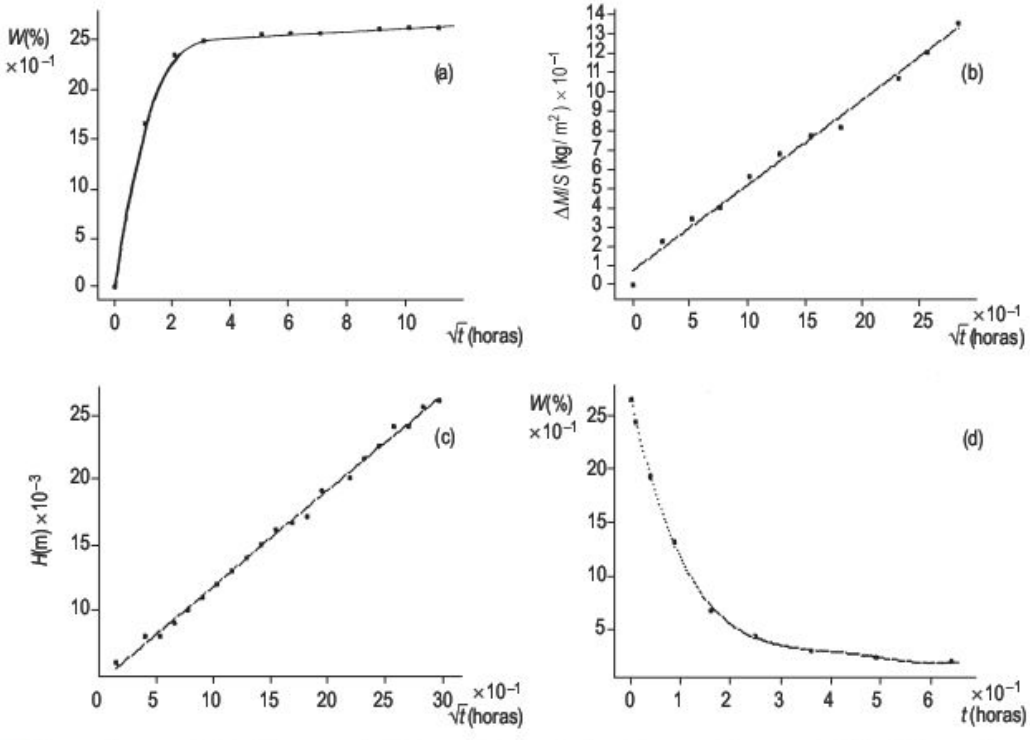


FIGURA 5.59 Curvas de caracterización porosimétrica, realizadas todas ellas para la muestra A de 100 μm, de color gris anaranjado claro. a) Absorción libre agua por inmersión total (*W*-contenido en agua en función del tiempo). b) Absorción capilar (incremento en peso por unidad de superficie ($\Delta M/s$). c) Penetración capilar (altura ascendida en función del tiempo $\sqrt{t}$). d) Curva de evaporación (*W*-contenido en agua en función del tiempo en horas) (Esbert *et al.*, 1987).

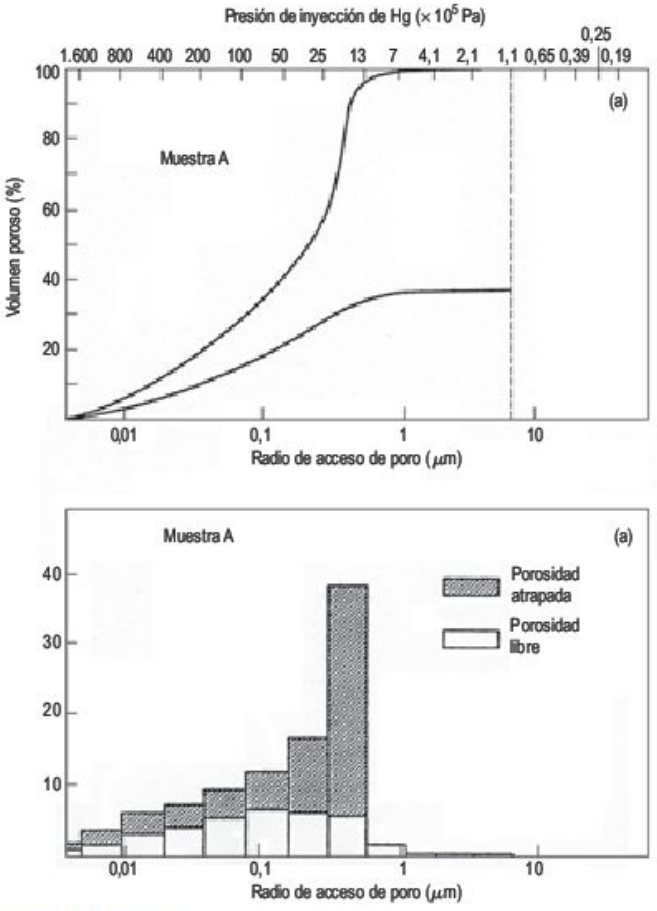


FIGURA 5.60 Curvas porosimétricas: distribución del radio de acceso de poro. a) La curva superior corresponde a la primera inyección y la inferior a la segunda. La diferencia entre ambas indica la porosidad atrapada. b) Histograma de variación del volumen poroso en función del radio de acceso de poro (Esbert *et al.*, 1987).

conchaduras, posiblemente debidas al transporte por el hombre para su conservación, en situaciones límites.

Se estudiaron los productos de alteración mediante difracción de Rayos X y microscopía electrónica de barrido, que puso en evidencia cristales de calcita y diversos organismos de ornamentaciones diversas. La extracción de sales (Fig. 5.61) y su análisis por vía húmeda mediante técnicas espectroscópicas, cromatografías y de plasma de inducción, señalan un elevado porcentaje de Cl^- y NO_3^-, posiblemente responsables de la actividad de estos microorganismos.

Los ensayos de envejecimiento acelerado, llevados a cabo con probetas cúbicas de 5 cm de arista, indican que el haloclastismo incide considerablemente en la pérdida en peso (9,77% después de 10 ciclos) y en los ciclos de hielo-deshielo el descenso en peso es pequeño (0,36% después de 15 ciclos).

De todas las caracterizaciones y ensayos efectuados, las causas y mecanismos de alteración son varias: el más importante es la acción antrópica, ligada a distintos avatares históricos que han producido pérdidas parciales o totales de cimacios y capiteles. La acción de la humedad sobre las areniscas, junto con su textura, condiciona la absorción hídrica y otras propiedades físicas. El agua de los poros al convertirse en hielo ayuda a la deteriorización de la roca. Se han observado gran cantidad de microorganismos y se cree que su actividad debe tener escaso alcance en el deterioro total.

Los monumentos de **Angkor**, al noroeste de Camboya, son un conjunto de templos construidos en arenisca entre los siglos IX y XIII. La temperatura media es de 26 °C, 1.400 mm de precipitación y con una humedad del 80% en la época seca (Delvert, 1968). La arenisca es de color gris, y por alteración se producen costras de color blan-

FIGURA 5.61 Extracción de sales en un capitel del Claustro de San Juan de la Peña.

cuzco. El ataque fundamental a la roca se lleva a cabo por capilaridad, que da origen en la base de los templos a formas de alveolización y tafonización (de hasta 5-10 cm). La densa vegetación tropical ha invadido muchos de los monumentos y se observa que algunas de las raíces penetran por las diaclasas existentes. Se observa la acción de líquenes, fáciles de desprender de las rocas, aunque no se conoce el grado de eficacia en la alteración de las rocas. Los análisis químicos indican que existe muy poca diferencia entre las areniscas alteradas o frescas. En las areniscas rosas, que son las más resistentes, tienen caolinita como cemento, mientras que las areniscas grises se cementan por clorita.

Podemos concluir que en países tropicales húmedos con unos 1.500 mm de precipitación la acción química no es muy activa y no es responsable de los principales fenómenos de meteorización. La alteración se debe a la hidratación de la roca y a la disgregación resultante de su actividad.

Del análisis llevado a cabo sobre la alteración de monumentos en areniscas, a través de distintos tipos de climas, se deduce que los monumentos instalados en zonas áridas a hiperáridas (Jaisalmer y Egipto) presentan un excelente estado de conservación, debido a las escasas precipitaciones y a la ausencia de agua en el suelo.

La arenisca de Villamayor presenta elevadas porosidad y capilaridad. El agua que se moviliza por los poros de la roca efectúa su labor disruptiva, fundamentalmente durante los ciclos de humedad-sequedad y, sobre todo, la meteorización salina que, en los ensayos de envejecimiento, es el mecanismo que más pérdida de suelo produce en la arenisca. La presencia de arcillas hinchables en la matriz provoca la expansión volumétrica de la red cristalina, con el consiguiente hinchamiento. En este ambiente subhúmedo el papel del agua es doble, penetración entre los poros e hinchamiento volumétrico en las arcillas expansivas.

En el Claustro de San Juan de la Peña, la causa más importante de deterioriazación de los capiteles es de naturaleza antrópica como denuncian las fracturas, posiblemente debidas a traslados durante los sucesivos incendios u otros avatares. No obstante, se observan, en los capiteles de la cara oeste, un excelente grado de conservación. En estos claustros es importante que se encuentren preservados de la acción directa de la lluvia, ya que el impacto sobre los mismos trae consigo la práctica total desaparición de los relieves (por ejemplo capiteles románicos del Claustro de Santo Domingo de Silos, Burgos). Después del detenido estudio de los capiteles del Monasterio de San Juan de la Peña, la Administración entendió que no era necesaria una actuación sobre los mismos.

Finalmente, los templos de Angkor, que destacan sobre una gran llanura, están sometidos a todos los procesos relacionados con la actividad del agua en los poros de la roca. No obstante, los análisis químicos de las rocas fresca y alterada no ofrecen rasgos muy distintivos, por lo que la meteorización química no es un proceso capital.

En conclusión, debemos indicar que las areniscas son rocas fáciles de esculpir, pero de gran facilidad de alteración entre los diferentes tipos de meteorización en los que el agua juega un papel significativo. De todas las maneras, las areniscas son un grupo de rocas con composición y propiedades petrofísicas muy diferentes, por lo que es difícil establecer conclusiones más generales.