d. tipo **cuarcítico**

La **silcreta cuarcítica** aparenta ser una ortocuarcita sedimentaria en la que la cementación se ha efectuado por desarrollos autigenos sobre granos de cuarzo detrítico. Sólo su afloramiento distingue a la silcreta como una roca formada en superficie. Su color es marrón pardo, contrapuesto al color rojo o del tipo **conglomerático.**

e. tipo **masivo** (calcedonilita)

Este tipo fue señalado por Smale (1979) en el SW de Africa. Aparecía como un delgado nivel masivo a base de calcedonia o cuarzo criptocristalino sobre un nivel de **silcreta** tipo **terrazo.** Aparece como una roca homogenea de origen químico y sin componentes detríticos.

Las **silcretas,** como rocas silíceas neogenéticas formadas en superficie, pueden tener como hemos visto un amplio rango de formas. Sin embargo, parece probable que a pesar de ello sea posible explicar la mayor parte de los afloramientos por el desarrollo de soluciones donde este presente NaCl, Na_2SO_4, F_2O_3, Al_2O_3, MgO y bajo pH. En esta génesis parece ser imprescindible una area semiárida y caidas torrenciales de agua que causen fluctuaciones sustanciales en el contenido de

agua. La mayor parte de las silcretas son parte de un perfil edáfico. Periodos de silicificación y ferruginización tienden a parecer en el mismo perfil, aunque alternativamente. Esta genética se ha aducido para rocas precámbricas que igualmente se han denominado **silcretas** (Pettijohn, 1975; Cailleux, 1967; Stephens, 1978; Smale, 1979; véanse referencias en Thiry, 1981).

4. Otras rocas silíceas cuarcíferas.

En Francia, apate del **sílex molar** o **meulières** de tipo calcedonilita, Cayeux (1929) especificaba **sílex** continentales en un medio litológico de guijarros calizos terciarios (luteciense Superior) muy localizados (Langport y Seine-et-Oise). Presentaban una estructura corneada y una traslucidez similar a los **sílex** marinos pero de fractura muy irregular que los acercaba a aquellos **sílex** de texturas no criptocristalinas en las concepciones del mismo autor. Su morfología estructural podía ser nodular o en lechos pero nunca presentaban córtex. Se trataba de entidades con multitud de individuos de **Potánidos** y un componente mineralógico esencial de cuarzo (calcedonita acompañada de cuarcina y cuarzo granular) y algo de ópalo (Cayeux, 1929:609-691). Referente a las cuarzolitas distintas de la **cuarzolita molar**, Cayeux anotaba ejemplos de tales en calizas terciarias (Luteciense Superior). Presentaban

una estructura zonada y fractura finamente esquillosa. Mineralógica y texturalmente estamos ante un caso similar a las meulières a base de texturas de cuarzo: las texturas presentan granos irregulares de cuarzo ensamblados unos a otros. Todos estos gránulos se resuelven en cristales de cuarzo como dominante acompañado de cuarcina, representándose términos de paso del cuarzo fibroso al cristalino. La calcedonita y el ópalo y la calcita aparecían como componentes secundarios (Cayeux, 1929:607-608). Por último, Cayeux anotaba cuarzolitas con Miolitos, Equinodermos y escasos Braquiópodos, además de una escasa presencia de gluconia (Cayeux, 1929:611).

Aparte de las rocas cuarcíferas definidas como calcedonilitas y cuarzolitas en función de las texturas presentes, Cayeux definía a una serie de cuarcinitas lagunares y terciarias (Luteciense, Bartoniense y Ludiense). El medio litológico se presentaba sulfatado (yesos). La morfología estructural era de nódulos muy regulares de forma lenticular y aplastada con un eje máximo entre 3-15 cm. Las unidades eran inseparables de la roca matriz.

La masa presentaba un color muy claro, similar al sílex, entidad a la que se asemejaba por otras características: fractura, fineza de grano y traslucidez. Pero asimismo se separaba de aquí por la ausencia de córtex, la dependencia física a la roca matriz y por su pasta algo más cristalina. La

fractura muestra, no obstante, infinidad de escamas parásitas. Su composición es totalmente mineralógica, sin presencia de algún resto orgánico. La textura mineral silícea más dominante es la cuarcina, seguida del cuarzo granular de una escasa lutecina. La calcita aparece frecuentemente. La cuarcina forma la pasta de fondo. Aparece en pinceles o abanicos de fibras y en esferolitos completos o no. Abundan asimismo los ejemplos de fibras de cuarcina fijadas en granos de cuarzo. Esta textura mineral puede aparecer aislada o en agrupaciones y la cantidad de cuarzo granular puede variar entre las muestras. La lutecina es una forma siempre accesoria, pero la calcita aparece por todas parte en granos, como inclusiones o no. Cayeux concluía denominando estas entidades como **cuarcinitas**, dividiéndolas según el contenido de lutecina, en cuarcinita propiamente dicha y cuarcinitas con lutecina (1929:678-681)

En nuestro país y concretamente en la Cuenca del Tajo se han aislado rocas silíceas a base de cuarzo y ópalo de época miocena. Las rocas a base de cuarzo aparecen en medios litológicos calizos y yesíferos. Las morfologías estructurales son nodulares con formas aplanadas, lobuladas o arriñonadas presentándose a veces estructuras de margen (córtex) con las rocas caja. En los medios calizos, las cuarzolitas conservan las características estructurales de la caliza (fósiles, estructuras brechoidales) mientras que en los medios yesíferos estos materiales no se conservan y confieren a la roca

porosidad y una fractura no concoidea. Estas rocas presentan un significativo contenido de fósiles de agua dulce, visiblemente Gasterópodos. La sílice está presente entre un 97-92% y se acompaña de alúmina, óxidos de hierro, magnesia, cal, anhídrido carbónico y sulfatos. Las texturas presentes son las propias del cuarzo y quizás estén presentes en dominancia las formas fibrosas y granulares por lo que podría hablarse de calcedonilitas (sílex) y cuarzolitas respectivamente. Estas rocas cuarcíferas parecen presentar una petrogénesis desligada de la sedimentación. Serían rocas resultado de las denominadas silicificaciones climáticas y producidas por procesos diagenéticos relacionados con las variaciones de los niveles freáticos y la circulación de las aguas. Tanto estas rocas como las opalinas del mismo contexto geológico que hemos referido y describiremos posteriormente se formarían a partir de disoluciones silíceas en un medio árido y endorréico (Bustillo, 1976a y b, 1978).

Por último, son de anotar los recientes trabajos realizaods en las rocas silíceas terciarias, principalmente miocenas, en la Cordillera de las Montañas Medias del Norte de Hungría. Se contrastan igualmente rocas cuarcíferas y opalinas en medios lacustres. Las primeras son denominadas **limnocuarcitas**, como ya anotamos anteriormente. Estas rocas cuarcíferas se presentan abiógenas, con escasa presencia de ópalo en sus diversas fases así como de otros minerales

(illita, calcita, kaonilita, feldespatos, menatita, limonita, etc.). Su génesis está ligada a soluciones ricas en sílice procedentes en última instancia de actividad volcánica (Takács-Biró y otros, 1984; Takács-Biró, 1986; Viczián, 1986).

1.b. Rocas opalinas.

Estas rocas están compuestas casi exclusivamente por ópalo en sus diversas fases minerales. Aunque parecería adecuado utilizar el término de rocas opalinas y opalitas para estas rocas, aún en el uso o denominaciones corrientes se sigue utilizando la palabra **sílex** para determinadas especies de opalitas, caso de los **sílex nécticos** y **sílex menilita** en Francia (Foucalt y Raoult, 1985).

En Francia se reconocen tradicionalmente tres especies petrográficas silíceas constituidas por ópalo: **menilitas, resinitas** y **nécticos.** Estas opalitas se presentaban en un medio límnico y en una diversidad de medios litológicos: calcáreo, margoso, arcilloso y sulfatado. Los ópalos **nécticos,** propios de medios yesíferos, no presentan unos caracteres de masa que permitan una explotación prehistórica para la tecnología que nos ocupa y no serán por tanto tratados de manera especial. La disolución de los numerosos cristales de yeso incluidos en estas rocas las han convertido en finamente

porosas y de muy baja densidad, lo cual les permite flotar.

Cayeux adoptó uno de los términos ya en uso, **ópalo menilita**, para unas entidades que igualmente se conocen hoy como **sílex menilita** o simplemente menilita. El medio generador aparece lagunar. La litología de la roca madre podía ser bien calcárea o bien más o menos arcillosa. El ejemplo estudiado por Cayeux aparecía en un medio marco arcilloso. Como apuntaba este autor, se trata de accidentes silíceos de distribución espacial y temporal muy restringida. Aparecen en el Terciario, conociéndose ejemplos del Bartoniense, Ludiense y Tonguiense. La morfología estructural general es a partir de nódulos de un tamaño entre 1 cm. para las formas globulares y 10 cm. para las formas irregulares, frecuentemente con desarrollo de tubérculos. Sin presencia de córtex, hacen cuerpo con la roca madre de donde se extraen con facilidad. Estos nódulos aparecen generalmente agrupados siguiendo los planos de estratificación. En cuanto a los caracteres de masa presentan una densidad comprendida entre los valores 2,16-2,25. La fractura es cerosa y tan conchoide como en los **sílex** más típicos, pero son menos duros y no tan traslúcidos en los bordes. Las coloraciones pueden ser grises, blancas o con tintes azulados. Pueden pesentarse estructuras zonadas. Mineralógicamente se componen en bloque de ópalo con inclusiones de arcilla y magnetita. Las **menilitas** más típicas presentan un contenido en sílice entre el 80-85%, con

significativa presencia de MgO (5% aproximadamente) seguido de Fe_2O_3, Al_2O_3, CaO. Pero pueden presentarse **menilitas** con bajo contenido silíceo, entre un 45-13%, dominando a veces sobre éste el carbonato cálcico (CaO y Al_2O_3 principalmente). Existe una total ausencia de restos orgánicos (Cayeux, 1929:663-667).

Cayeux optó por la denominación de **ópalo resinita** al estudiar una serie de accidentes silíceos presentes un una caliza blanca lacustre. Tales accidentes se presentaban inseparables de la roca matriz y sin córtex. La lasca era conchoide y a veces de aspecto vítreo. Sin restos de organismos, estas **opalitas** presentaban ópalo en primer lugar, frecuente cuarcina y calcedonita en un plano accesorio. Aparte de esta formas minerales silíceas aparecía calcita y cuarzo detrítico. Cayeux antendía según el contenido en cuarcina, ópalos **resinitas** propiamente dichos y ópalos **resinita-cuarcinita** (Cayeux, 1929:616-617)

Una última facies definida por Cayeux se presentaba en un medio lagunar de época terciaria (Luteciense, Bartoniense y Ludiense). El medio litológico se mostraba sulfatado (yesos). El hábito estructural era de nódulos muy regulares, de forma general lenticular y aplastada, con un eje máximo entre 15-3 cm. Las unidades eran inseparables de la roca matriz.

Ya anotamos como en el grupo de las **silcretas**, Smale

(1979) consideraba un tipo masivo de grano fino, opalino o calcedónico. En Australia, donde Smale conocía variedad opalina, aparecen como un segundo periodo de silicificación trás las rocas cuarcíferas (silcretas) del Eoceno Superior y Oligoceno interior. Estas opalitas corresponderían al Plioceno, Pleistoceno Inferior y presentan estructuras brechoides y conglomeráticas (véase referencias en Thing, 1981:138).

En nuestro país, en la Cuenca del Tajo, las opalitas son igualmente de época miocena, formadas en ambientes límnicos y en matrices litológicas de arcillas neoformadas, calizas y dolomías principalmente. Las morfologías estructurales son de capas y nódulos; estos últimos a veces aparecen por fenómenos de "boudinage". Las masas se presentan diversas: masivas, cuartadas, botroidales, estructuras Liesegang, etc. La mineralogía presente es ópalo C-T, acompañado de cuarzo y restos de la roca caja (arcillas, calizas). Las texturas opalinas presentes son de tipo gelatinoide o perlítica-globular principalmente. Estas rocas opalinas se han formado penecontemporáneamente ligadas a la sedimentación continental, aunque a veces se podía haber dado una silicificación singenética. La participación orgánica en la silicificación (Diatomeas) parece ser diferencial en los diferentes episodios opalinos (Bustillo, 1976a y b, 1984).

Igualmente, junto con las rocas cuarcíferas en el N. de Hungría se han señalado rocas opalinas donde se reconoce una importancia de las **Diatomeas** en la creación de las soluciones silíceas. Con bellos colores, amarillos, marrón amarillentos, gris amarillentos, a menudo con estructras bandeadas, blaco grisáceas y superficies lustrosas, estas opalitas presentan trazas de cuarzo y una serie de impurezas. La **porcelanita,** tal y como la describimos en los medios marinos, ha sido señalada asimismo en este medio continental (Takács-Biró y otros, 1986; Takács-Biro, 1986; Viczián, 1986).

Limnoopalitas. Silcretas, opalitas.

En esta familia petrográfica, Cayeux introducía obviamente todas las entidades con alto contenido en ópalo: **ópalo resinita, ópalo minilita** y **ópalo néctico.** La familia podía presentarse en un medio generador lagunar o lacustre y en una diversidad de medios litológicos: calcáreo, margoso, arcilloso y scfatado. De aquellas especies petrográficas que se agrupan bajo el término general de **opalita,** los **ópalos nécticos,** conocidos frecuentemente como **sílex nécticos** propios de medios sulfatados (yesos), no presentan unos caracteres de masa que permitan una explotación prehistórica para la tecnología que nos ocupa y no serán por tanto tratados de manera especial. La disolución de los numerosos cristales de

yeso incluidos en estas rocas las ha convertido en finamente porosa y de muy baja densidad, lo cual les permite flotar.

2. Silicitas precámbricas. Ftanitas y jaspilitas.

Tratamos a continuación dos facies petrográficas silíceas, mineralógicamente cuarcíferas y con texturas granulares (cuarzolitas), cuyos ambientes de formación (marino o continental) y sus procesos genéticos (precipitación química o bioquímica) están actualmente en discusión. Recientemente se está apuntando un ambiente continental y la importancia de la precipitación química, por lo que hemos considerado oportuno exponer ahora estas especies petrográficas silíceas denominadas en líneas generales **cherts** precámbricos y paleozoicos, describimos ahora **ftanitas** y **jaspilitas** no como las únicas especies petrográficas silíceas de estas edades. La "Cherty Iron Formation" presenta diversas especies donde la más destacada es la mencionada **jaspilita.** Recordemos asimismo el caso de silicitas que con una genética de **silcretas** aparecen en el Precámbrico (Pettijohn, 1975).

Ftanitas.

El término de **ftanitas** aparece a principios del siglo XIX

para designar a rocas silíceas esquistosas de grano muy fino y sin presencia de cuarzo detrítico. El prefijo griego **phtanô**, me adelanto, viene a significar que estas rocas anuncian el paso a los esquistos. Cayeux define a las **ftanitas** como "rocas estratificadas, en lechos continuos, formadas en el fondo del mar como sedimentos, con exclusión absoluta de todos los accidentes mineralógicos en medio calcáreo (...)" (1929:354). A la vez, el mismo autor limitó el término a los materiales precámbricos y silúricos definiedo a las **ftanitas** carboníferas como **silexitas**, según ya quedó expuesto.

La presencia de Radiolarios que Cayeux (1929) anotó, llevó a considerar a tal material como rocas silíceas de origen esencialmente orgánico, representante de los antiguos vasos de Radiolarios ahora consolidados. Tales conceptos no varían esencialmente en las síntesis posteriores (Carozzi, 1953; Gubler, 1961; Vatan, 1967; Auboin y otros, 1968). No obstante, la discusión alrededor de la naturaleza de los organismos presentes no ha cesado desde los primeros estudios de Cayeux al respecto (Radiolarios, Cayeuxidae de esqueleto silicioso; Acritarcos Hyménophacoides). Trabajos recientes basados en análisis isotópicos anotan medios generadores pendientes de un complejo de agua dulce o de borde de pantano (Lucas y otros, 1976). Al respecto, Erhart (1973) considera a las **ftanitas** como sílico-pedolitos: la sílice no provendría de los Radiolarios sino de pedogénesis propias de podzoles y

ciertos suelos pantanosos. Como anotamos, de un origen orgánico (Radiolarios) se ha pasado a un origen químico (liberación de sílice en la pedogénesis), de un medio marino o otro continental y lacustre. Esta entidad petrográfica presenta una coloración oscura, de gris pardo a negro mate, sin grano visible y con fractura esquistosa de conducta cuarcítica (Carozzi, 1953; Gubler 1961; Auboin y otros, 1968). El medio litológico trata de un complejo de esquistos y grauvacas sin fósiles, donde las ftanitas aparecen en lechos más o menos delgados. Su edad es precámbrica y paleozoica (Silúrico)

El color oscuro es debido al frecuente contenido en materia orgánica grafitos. Ciertos tipos contienen hasta un 30% de la misma y se han pensado que provienen de la descomposición de los Radiolarios. No obstante, el contenido en sílice es muy abundante, alcanzándose a veces el 95%, esencialmente cuarzo, junto al que aparecen las materias grafitosas, arcillas, carbonatos de cal y diversos minerales.

Aunque la discusión sobre la presencia de Radiolarios se mantiene, se acepta en líneas generales a la misma y se reconoce un bajo contenido en espículas de Espongiarios, algas y Graptolitos. Los Radiolarios se reconocen en las acumulaciones de materias grafitosa donde se indican secciones circulares y elípticas. Las estructuras amigdaloides

observadas en las **radiolaritas** tectonizadas se desarrollan a menudo en las **ftanitas** bajo forma de pequeñas lentejas cuarzosas alargadas y netamente diferenciadas del cemento cuarzoso grafítico. Estas lentejas pueden evolucionar por acentuación del orden del fenímeno en bandas estrechas de cuarzo deshilado en sus extremidades.

El mineral característico de la **ftanitas** es el cuarzo con textura granular. Se presenta en gránulos amoldados los unos con los otros y de hábitos cuarcíticos. La talla, bastante uniforme, es a veces tan pequeña que el aspecto de la roca llega a ser criptocristalina. Las dimensiones de los granos varían a menudo entre 0,1- 0,02 mm. La recristalización puede engendrar cristales bipiramidales de cuarzo secundario, reunidos en largas filas paralelas a la estratificación. Se acompañan de granos irregulares y de zonas ampliamente cristalizadas. El cuarzo detrítico está totalmente ausente. Ciertas variedades de **ftanitas** contienen acumulaciones de cuarcina de estructura concéntrica y muy impregnada de ópalo. Esta cuarcina se individualiza a veces un grandes zonas homogéneas gris amarillentas. Al contacto con las bandas de cuarzo secundario, paralelas a la estratificación, el ópalo tiende a esbozar una textura globular que puede diferenciarse localmente en textura perlítica o en cúmulos muriformes.

Aunque no existe en todas la **ftanitas**, la materia

grafitosa aparece por orden de importancia como el segundo constituyente y puede representar en ciertos casos el tercio de la roca. Por su distribución, modifica sensiblemente el aspecto microscópico y forma series de puntas, alineaciones y acumulaciones de naturaleza variable. La combinación de estas tres variables conduce a la formación de redes de mallas irregulares, ya paralelas a la estratificación, ya completamente independientes de ella. Según los casos, la estratificación puede estar señalada u oscurecida por la materia grafitosa que al desarrollarse aumenta la finura del grano de la roca, como si el desarrollo de los gránulos de cuarzo se encontrara trabado. La compsición exacta de la materia grafitosa queda por establecer. En líneas generales, esta materia se presenta bajo la forma de pequeños copos mal individualizados o en una trama apenas perceptible. Da la impresión de un cuadro óptico amorfo opuesto a la cristalización de la silice.

El carbonato de cal es un elemento accesorio en la mayor parte de las ftanitas. Aparece de varias formas: granos corroidos por la silicificación o bajo la forma de romboedros relativamente grandes, incompletos o enteros, en estructura encapuchada y agrupados en agregados. Entre los minerales accesorios de origen antiguo citamos los compuestos ferruginosos con predominio de la pirita, moscovita en láminas paralelas a la estratificación, turmalina y apatita.

Como ya hemos anotado, frente al origen orgánico argumentado por Cayeux y mantenido tradicionalmente, actualmente se piensa en un origen químico que rápidamente cementará a los organismos.

Jaspilitas.

El término **jaspilita** proviene del mundo anglosajón y en realidad la denominación entraña la relación existente en tal zona entre los términos **jaspe, chert jaspoide** y la roca que aquí tratamos. En los primeros trabajos anglosajones el término **jaspilita** y **jaspe** trataban de sinónimos.

Cayeux no hace ninguna exposición sobre la roca en cuestión, no obstante recordamos que como **jaspes** con **Radiolarios** o **radiolaritas**, Cayeux no sólo incluía a los **jaspes** propiamente dichos sino también las **ftanitas**, rocas estas últimas de gran afinidad con las **jaspilitas**.

Pettijohn (1975), entre otros autores, emplea el término jaspilita para denominar a **jaspes** interestratificados con hierro en formaciones de edad precámbrica ("Cherty Iron Formation"). Actualmente el término **jaspilita** está generalizado aunque se encuentran aún autores que emplean el término **chert** precámbrico junto a otros poco corrientes

(ibarita en Brasil, **taconita** en la región del Lago Superior de E.E.U.U., etc.). Teniendo en cuenta que se trata de rocas compuestas por cuarzo microscópico y que aparece entre lechos de hierro o manganeso, aparecen los términos de **ferrubanné** en Francia, **quarzbändererz** en Alemania y **banded ironstones** en los paises de lengua inglesa.

Se trata de rocas que como hemos anotado alternan entre lechos de compuestos de hierro o manganeso, compuestos de origen sedimentario de época precámbrica y en medio costero. Están compuestas de cuarzo microscópico y no contienen Radiolarios. La semejanza entre **ftanitas** y **jaspilitas** hace pensar a Erhart (1973) que se trata también en este caso de silico-pedolitos.

3. La silicificación de fósiles. Las maderas silicificadas.

Las maderas silicificadas constituyen un claro ejemplo de la variedad de contextos en que pueden ocurrir las silicificaciones. La silicificación trata de una epigenia (diagénesis tardía) total o parcial ocurrida después de la muerte del organismo y en el interior del sedimento que los encierra. La silicificación se habría producido por presencia de sílice monómera en solución verdadera y sílice coloidal en

vías de espolimerización (Erhart, 1973).

Los troncos de árboles silicificados representan uno de los caos de maderas fósiles pretrificadas o **xilolitos,** a veces de más de 1 cm. de diámetro. La sílice presente puede ser cuarzo o frecuentemente ópalo, de donde el término de **ópalo xiloide o xilopato.** La repartición de esta sílice en las estructuras orgánicas es muy varable y las texturas de los minerales silíceos es difernete de un caso a otro.

En relación con fósiles silicificados hay que hablar de la **beekita,** también denominada **oolide** y **welded chert.** Se trata generalmente de calcedonia que aparece en forma de subesferas, discos, rosetas a acreciones botroidales y hallada comunmente en bandas o niveles sobre fósiles silicificados o en la intersección de superficies reemplazando materia orgánica. Los ejemplos más conocidos son la sílice depositada sobre coral, conchas y otros fósiles (Martín, 1931; King y Merriam, 1969).

B.2. Los ambientes volcánicos. Silicovolcanitas, silicitas hidrotermales y geiseritas.

Siempre se ha aducido una procedencia volcánica directa o indirecta para la sílice origen de las rocas silíceas neogenéticas que tratamos, aunque en última instancia

frecuentemente sean organismos siliciosos los portadores de la misma. La disolución de los silicatos de origen volcánico es una clara fuente constatada en algunos casos para la formación de limnosilicitas, como ya hemos anotado anteriormente. Esta disolución es corriente en las últimas manifestaciones de erupciones volcánicas, cuando el hidrotermalismo y los geyseres aparecen como dos fenómenos de interés en la formación de rocas silíceas. La petrogénesis de las rocas silíceas conectadas con estas actividades volcánicas no ha centrado definitivamente las investigaciones petrológicas (Takács-Biró y otros, 1984).

Por este motivo, el modelo petrogenético que aquí desarrollaremos está exclusivamente centrado en recientes trabajos efectuados en Hungría.

En la Cordillera de las Montañas Medias del Norte de Hungría aparece un amplio espectro de rocas volcánicas de edad terciaria (principalmente Mioceno) asociadas con rocas sedimentarias. Las soluciones ricas en ácido silícico muy móviles en el curso de actividades postvolcánicas, han impregnado y de hecho reemplazado a las rocas volcánicas. Las silicitas volcánicas pueden ser clarificadas en función del proceso petrogenético y de la presencia de los componentes minerales silíceos. En el curso de la descomposición causada por las soluciones hidrotermales, la precipitación de

hidrotermalitas ricas en sílice dan lugar a la formación de ópalo o cuarzo. En el caso de que la textura original de la roca volcánica sea aún reconocible, podríamos hablar de **silicovolcanita** o **silicopiroclástica.** Cuando la roca volcánica ya no es reconocible tendríamos diversas rocas silíceas hidrotermales a base de cuarzo u ópalo. En este contexto, el contenido en sílice de las fuentes dando lugar a las conocidas **geyseritas,** a base de ópalo principalmente. Si bien las primeras rocas citadas son abiógenas, las **geyseritas** presentan cierto contenido paleontológico (microflora). En esta área geográfica se presume que esta sílice de origen volcánico, procesada por Diatomeas, daría lugar en última instancia a limnosilicitas y a la silicificación de organismos (madera silicificada, por ejemplo).

Salvo en casos concretos, la denominación de las silicitas volcánicas es variado para entidades petrográficamente indénticas. Optamos a continuación por las denominaciones más genéricas anotando en cada caso los téminos más usados.

1. Silicovolcanitas.

Las **silicovolcanitas** son rocas volcánicas que en proceso de silicificación muestran claramente la naturaleza de la roca

silicificada. En los trabajos húngaros, las **silicovolcanitas** son también denominadas **silicopiroclásticas** (Takács-Biró y otros, 1984; Takács-Biró, 1986). Rocas específicas pueden considerarse la **toba silicificada** y el **porfirio cuarzo felsítico** a las que nos dedicaremos a continuación. Las **tobas silicificadas** muestran fragmentos vítreos que son destruidos conforme avanza la silicificación. De esta manera, la naturaleza tobácea sólo llega a ser aparente por la presencia de cristales volcánicos accesorios que tipicamente incluyen fragmentos anulares de cuarzo y feldespato, lascas de biotita y prismas idiomórficos de zirconio y apatita (Nockolds y otros, 1979; Fairbridge y Bourgeois, 1978). Algunas muestras de silicovolcanitas procedentes de Hungría plantean un contenido en sílice no superior al 87%, con presencia de alunita, anatasa y caolinita. La sílice aparece fundamentalmente en forma de ópalo acompañado de algún cuarzo (Viczian, 1980).

El **porfirio cuarzo felsítico** es una roca que genéticamente está en conexión con la actividad volcánica mesozoica en las Montañas Bükk al NE de Hungría. Se trata de una ziolita silicificada y con influencias metamórficas. En las últimas décadas se han realizado diversos análisis químicos y físicos microscópicos sugeriéndose varios nombres: **calcedonia, cuarzoporfirio vítreo, toba ziolita felsítica laminada.**

Los afloramientos originales aparecerían en morfología de lentes. Macroscopicamente es una roca laminar, a veces finamente laminar, opaca, fractura laminar y superficie grasienta. La roca es criptocristalina con algunos granos cristalinos, a veces sólo porfirio. Los principales constituyentes son feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa, acompañados de agua y carbonatos. La textura refleja presiones tectónicas correspodientes a un metamorfismo epizonal (Simán, 1986; Hajós y Kovari-Gulyas, 1986).

2. Silicitas hidrotermales.

Como ya hemos anotado, las aguas hidrotermales ricas en ácido silícico son las causas de que las silicovolcanitas anteriores pierdan sus texturas como volcanitas y lleguen a ser rocas totalmente silíceas, sin huellas de la roca silicificada. Otro proceso lleva a la sílice al relleno de huecos de las rocas volcánicas, caso de las conocidas ágatas.

En la misma área geográfica de Hungría se denomina a estas rocas hidrocuarcitas o hidropalitas, según estén compuestas de cuarzo u ópalo. El uso del término cuarcita puede llevar a confundir a la naturaleza de estas rocas con las cuarcitas sedimentarias o metamórficas, tal y como anotábamos en el caso de las limnocuarcitas.

Las rocas **hidrocuarcíferas** consisten de texturas granulares y las propias de la calcedonia. No obstante, el ópalo suele estar más o menos representado (Viczián, 1986). Varias facies petrográficas son conocidas en la literatura, fundamentalmente las **ágatas**. Las **ágatas** se forman por un depósito químico de soluciones silíceas en el interior de cavidades esféricas de rocas a base de lavas (geodas y vetas). Su aspecto macroscópico es bandeado, presentándose en el hueco central mosaicos de cuarzo. Cada bandeado de una ágata corresponde a varios tapizados de texturas fibrosas de cuarzo, normalmente calcedonita, pudiendo existir también tapizados de ópalo al exterior. El bandeado de color depende de la cantidad de ópalo presente y de una serie de impurezas (Bustillo, 1985). Como tales rocas **hidrocuarcíferas** también se habla de **jaspes** cuando se presentan coloraciones propias, tales como rojo, verde y amarillo.

Las **hidroopalitas** aparecen en fisuras o acumulaciones. Las coloraciones, típicamente "jaspoides", se deben a minerales de arcilla, o hematita. Los minerales de arcilla hacen que las rocas se fracturen en clastos por el efecto del agua. Rocas tales como la **"stone pulp"** o la **porcelanita**, compuesta de ópalo, parecen formarse en este contexto hidrotermal o depender del mismo.

3. Geyserita.

La emisión de volátiles, elementos y compuestos que están disueltos en una mezcla fundida de silicatos, es un fenómeno notorio durante la etapa decreciente del vulcanismo. Son muy conocidas las erupciones de vapor y de agua caliente a través de las chimeneas denominadas **geiseres**. También son comunes las fuentes termales, denominadas fumarolas y solfatadas. Muchas fumarolas desarrollan un depósito de materiales cristalizados a partir de la solución. Uno de estos depósitos es la **geiserita**. Su formación se debe a un reemplazamiento de grietas o cavidades por una lenta concreción silícea o ya a la impregnación de un sedimento culquiera por aguas más o menos cálidas y rocas en sílice. La actividad de algas es un importante factor para el rápido desarrollo de la **geiserita**. Formada pues cuando y donde las soluciones ricas en sílice llegan a superficie, la **geiserita** puede considerarse como una roca transicional entre las silicitas hidrotermales y límnicas, cuando estas dependen de una misma sílice de origen volcánico.

La **geiserita** se entiende en líneas generales como **sílice hidrotermal**, sinónimo de **silicous sinter** en los paises anglosajones y del **kieselsinter** en Alemania, apareciendo términos locales tales como **fiorita** italiana.

Aparece en un medio calcáreo, silicioso o arcilloso y lacustre. Documentadas desde edad paleozoica en vetas y sin córtex, se trata de una roca de presencia limitada en el registro geológico. Macroscópicamente es una roca blanda, friable, porosa o densa, entonces parecidos a los **silex**. No obstante, generalmente son de baja densidad y peso. Sus superficies son irregulares o botroidales. Bandas tobáceas y arcillosas no son extrañas. En la composición meneralógica pueden dominar texturas de cuarzo u ópalo, por lo que debemos considerar que las geiseritas pueden tratar de rocas siliceas cuarcíferas u opalinas. Partículas volcánicas suelen estar presentes (Fairbridge y Bourgeois, 1978).

3. Las rocas silíceas en los contextos sedimentarios detríticos.

El doble interés arqueológico en la geología y petrología sedimentarias de las rocas silíceas nos lleva a plantearnos la globalidad de los contextos sedimentarios donde estas rocas aparecen en las plataformas continentales, así como los caracteres petrográficos que exhiben en las mismas.

En todo este apartado trataremos tales temas, tomando en consideración, ahora y en primer lugar, los ambientes sedimentarios detríticos donde se presentan las rocas silíceas. La meteorización y en muchos casos la misma explotación antrópica y las transformaciones tecnológicas que siguen, dan lugar a depósitos residuales de rocas silíceas sobre los propios afloramientos. El transporte natural generaría los depósitos secundarios de las mismas, depósitos que pueden ser así mismo modificados por la referida conducta humana interesada en tales materias primas. Aún más, desde estas perspectivas, la conducta humana es causa evidente de un transporte de clastos o artefactos silíceos hacia los lugares de diversa actuación y con una habitación de diverso grado y por lo tanto, los conjuntos líticos presentes en los actuales yacimientos arqueológicos pueden considerarse propiamente como depósitos secundarios, ahora de genética antrópica. Pero paralelamente a la constitución de estas rocas silíceas

residuales acaecen sobre las mismas diversos fenómenos cuya genética natural y antrópica parecería evidente ante las proposiciones anteriormente referidas. Efectivamente, por un lado la meteorización y por otro la manipulación antrópica de las rocas, les confieren rasgos que modifican o se yuxtaponen sobre los propiamente genomórficos. Estos serían los rasgos petrográficos de etiología no propiamente genética y por tanto no referiremos a ellos como caracteres fenomórficos, tema que será tratado en segundo lugar y que ocupará la mayor parte de la exposición de este apartado.

El servicio que ofrecen los temas anunciados para los intereses arqueológicos en las rocas silíceas es doble. Por una parte se clarifica la disponibilidad de depósitos detríticos silíceos para la explotación humana. Es por tanto un servicio de índole geoarqueológica. Por otra parte, la petroarqueología queda implicada: estas informaciones posibilitan inferir procedencias relacionadas con estos depósitos detríticos y evitar la confusión entre caracteres genomórficos y fenomórficos que de otra manera podrían llevarnos a la creación de grupos petrográficos realmente inexistentes cuando tratan simplemente de petrografías alteradas.

3.1 Geología sedimentaria de los depósitos silíceos detríticos.

La meteorización sobre los afloramientos de rocas silíceas y la posterior incidencia del transporte de los clastos silíceos da lugar respectivamente a los depósitos residuales y a las propias rocas silíceas residuales o detríticas (ruditas y arenitas). Nuestros intereses en estos sedimentos quedan limitados exclusivamente a los depósitos con clastos silíceos que al menos por su tamaño sean susceptibles de explotación humana. En este sentido sólo las ruditas presentan bloques y cantos adecuados para ello, ya traten estas ruditas de los depósitos residuales sobre los afloramientos o de los sedimentos silíceos detríticos tansportados.

Tras el afloramiento de las rocas silíceas en la corteza terrestre, comienzan a incidir sobre las mismas los procesos de demudación. En un primer momento la meteorización del sedimento silicioso o silicificado da origen, en el mismo lugar del afloramiento, a una alterita inicial. El rasgo más destacado de esta meteorización es la fragmentación de las rocas silíceas. Pero esta fragmentación es posteriormente incrementada en muchos casos y a diversa escala por los intereses antrópicos en estas rocas. La conducta de explotación y transformación tecnológica de tales rocas lleva a un aumento del volumen de clastos silíceos sobre los

afloramientos. Las formas originales de las estructuras sedimentarias que definen a estas rocas aparecen ahora como clastos inmersos en matrices edáficas. Se trata en este caso de los **depósitos residuales** de rocas silíceas que más o menos evolucionados (suelos o regolitos) recubran los mismos afloramientos, es decir, los depósitos primarios a efectos de nuestros planteamientos.

Los trabajos de geología sedimentaria realizados en relación a estos depósitos residuales son escasos y han centrado su interés casi exclusivamente en las cuestiones petrogenéticas que de ellos se derivan. A este respecto, las soluciones ricas en sílice que se derivarían de los depósitos residuales, transportadas a cuencas endorréicas, proporcionarían la sílice que explicaría las neoformaciones silíceas continentales, caso de las silicitas límnicas. En este sentido, los depósitos residuales de los sílex de la creta, normalmente denominados **arcillas con sílex** en la Cuenca de París, han sido con mucho las ruditas silíceas más investigadas. Tales depósitos son un producto de la alteración y disolución **in situ** de la creta con sílex y es por tanto un depósito residual de la misma. Se trataría de un paleosuelo sin estructura aparente, actualmente considerado como resultado de una o varias alteraciones pedológicas (Pomerol y Riveline-Bauer, 1967; Thiry, 1973; Vila-Boas, 1975; Dewolf, 1976; Thiry y otros, 1977; Catt, 1986). Paralelamente aunque

de manera más escasa se han anotado **arcillas con chailles** asimismo en la Cuenca de París (Thiry y otros, 1977). Los trabajos antiguos referidos a los contextos arcillosos producidos tras una descalcificación del contexto caliza-meulière y las escasas referencias al respecto de la explicación genética del trípoli como fruto de alteración **in situ** de una previa roca silícea, completan los escasos trabajos sobre los depósitos residuales de rocas silíceas, generalmente realizados en Francia y centrados en los silex. Pendientes de la relación entre la geomorfología particular del afloramiento y la incidencia de la demudación, los depósitos residuales presentarán una diversa caracterización morfométrica de los clastos silíceos. La propia evolución de la matriz edáfica añadirá caracterizaciones específicas. Aunque generalmente pueden ser susceptibles de explotación humana a determindo nivel, la presencia de estos depósitos residuales indica la localización de un alfloramiento o depósito primario de rocas silíceas donde la disponibilidad a la explotación es evidentemente mayor.

El transporte de estos clastos desde los depósitos residuales da lugar a las rocas residuales o rocas detríticas silíceas propiamente dichas. A nuestros efectos, estas ruditas serán consideradas como **depósitos secundarios.** Los agentes del transporte pueden ser naturales o antrópicos, teniendo presente que desde estas perspectivas estrictamente

geológicas, los conjuntos líticos silíceos presentes en los yacimientos arqueológicos pueden considerarse como depósitos secundarios, aunque evidentemente el propio transporte humano de las rocas no proyecte las destacadas huellas propias del transporte natural. No obstante los depósitos secundarios generados por un agente natural de transporte centran aquí nuestra atención por cuanto claramente proporcionan nuevos depósitos disponibles a la explotación humana. Efectivamente, desde estos depósitos la explotación humana llevó a cabo aportaciones de tal materia prima a los centros de habitación o de actividades particulares.

Los efectos del transporte sobre los clastos silíceos generados en los depósitos residuales no es una cuestion enfatizada aunque las exclusivas conclusiones de Abbott y Peterson (1978) son de evidente interés. En relación a ello podemos considerar que las rocas silíceas se incluyen en el grupo de rocas de mayor durabilidad por abrasión. En un simulador de abrasión, las rocas silíceas presentaron una perdida de peso de un 3,5% dia en las primeras semanas, debido a la fácil pérdida de masa de la silueta de los clastos por la fracturación de sus aristas. Tras 40-50 días de abrasión el redondeamiento de estas aristas paraliza tal tendencia a la pérdida de masa y los clastos aparecen inertes a la abrasión. De esta manera, los clastos silíceos estarían representados en los sedimentos detríticos en cantidades que teóricamente

exceden su significado volumétrico en el área fuente. Estos resultados son generalmente asumidos en trabajos más recientes (Shepherd, 1972; Gibbard, 1986; Briggs, 1986; Lidmar-Bergstroem, 1986). Aparte de estas importantes anotaciones parecería evidente considerar la disminución del tamaño de los clastos conforme el transporte se distancia del area fuente (Shepherd, 1972). No obstante ello dependería al menos de la naturaleza del agente del transporte. Intensidad del agente del transporte y distancia son variables que afectan a la progresiva modificación de las morfologías estructurales primarias según se presenten en los afloramientos y ya modificadas por la fragmentación en los depósitos residuales (formas nodulares, tabulares, etc.) (Gibbard, 1986).

El transporte de los clastos puede ser realizado por diversos agentes, especialmente la gravedad, el agua de escorrentía, desde las más leves corrientes hasta los cursos de mayor envergadura, el hielo en el caso de las glaciaciones y el mar (corrientes litorales). Pendiente de las diversas morfologías del relieve continental donde se localicen las formaciones geológicas con frecuencia de rocas silíceas, especialmente cordilleras montañonas o formas de relieve relacionadas y cuencas endoréicas, los clastos silíceos aparecerán en depósitos coluviales (derrubios de ladera, por ej.), depósitos aluviales (terrazas), depósitos glaciares (morrénicos o fluvio-glaciares), depósitos litorales (playas),

etc. En líneas generales, estas rudítas silíceas pueden presentarse no cementadas (aglomerados) o cementadas (conglomerados, brechas, pudingas). Algunos ejemplos de este doble carácter referida a los sílex pueden consultarse en la obra de Shepherd (1972).

2. Los rasgos petrográficos de alteración de las rocas silíceas. Los caracteres fenomórficos.

Los estudios petrográficos de las rocas silíceas no han estado interesados de manera significativa, ni en la definición de la globalidad de los tipos de alteraciones, ni en estudios detallados de los mismos. Como ya anotamos anteriormente al respecto del estudio de los contextos geológicos sedimentarios detríticos, cuando estos estudios petrográficos se realizan llevan el interés de fundamentar hipótesis petrogenéticas a partir de la clarificación del ciclo de la sílice una vez disuelta.

Al contrario, los arqueólogos han mantenido siempre un gran interés en los caracteres fenomórficos, corrientes en los artefactos silíceos, un interés incluso mucho más acentuado que en relación a los caracteres genomórficos. Varias cuestiones han mantenido vigente esta sobre atención. En un primer momento, desde el siglo pasado, los arqueólogos

estuvieron interesados en la fracturación del sílex a fin de discernir entre fracturaciones naturales (clastos o geofactos) y fracturaciones realizadas por el hombre (artefactos). El esencial objetivo al respecto era proponer soluciones adecuadas al antiguo debate sobre la naturaleza antrópica de los llamados eolitos. Las discusión quedó zanjada a principios de nuestra centuria con el progresivo conocimiento de las posibilidades de fracturación natural de estas rocas. Los eolitos quedaron definitivamente considerados cumo clastos siliceos en depósitos detríticos terciarios. Pero paralelamente a la conclusión de este debate aparecía una hipótesis de trabajo que incidía ya de pleno en el interés por los caracteres fenomórficos que ahora nos ocupan. Nos referimos a las posibilidades de datación en función del estado de la pátina blanca desarrollada sobre artefactos siliceos. El interés por tal tema, no concluído aún, ha llevado recientemente a estudios detallados sobre tal alteración. Nuevamente y por último un tercer interés ha fijado definitivamente la importancia de los caracteres fenomórficos para los arqueólogos. Nos referimos a la atención prestada recientemente en las huellas de uso. Esta analítica no sólo ha dado entrada a un nuevo campo de interés sino que además ha comprendido la global importancia de los caracteres fenomórficos presentes en las superficies de los artefactos, fundamentalmente con el objetivo de distinguir entre huellas naturales y antrópicas.

Los caracteres fenomórficos son debidos a los nuevos procesos a que son sometidos las rocas silíceas (geofactos o artefactos) una vez desgajadas de sus medios litológicos originales. De esta manera, tales huellas pueden ser producidas en contextos naturales (arqueológicos o no) y culturales. Por un lado, los contextos naturales serían los depósitos detríticos previamente expuestos, a saber, los depósitos residuales y los secundarios. Como anotábamos al respecto, los conjuntos líticos contenidos en las matrices edáficas de los registros arqueológicos podían quedar asimismo referidos como depósitos secundarios. En efecto, después de la conducta de rechazo de esta u otra clase de cultura material, los artefactos entran a formar parte de un contexto definido principalmente por procesos naturales. Los intereses petroarqueológicos que nos ocupan deben centrarse en los caracteres fenomórficos de ambas genéticas naturales o culturales y ello por dos razones. Por un lado, los caracteres fenomórficos de genética natural nos ponen en relación a sus contextos de producción y sería por tanto posible aislar procedencias relacionadas con contextos detríticos. Por otro lado, cierta conducta antrópica es directa e indirectamente causa de una importante transformación petrográfica. Nos referimos al sometimiento de las rocas silíceas a las altas temperaturas propias de combustiones. No obstante, por encima de todo, una detallada exposición de los caracteres fenomórficos evita confudirlos con los estrictamente

genomórficos y evidentemente nos introduce en prometedores marcos de explicación e interpretación de los contextos de producción.

3.2.A. Los caracteres fenomórficos de genética natural. Alteraciones químicas y mecánicas.

Estas huellas de alteración pueden ser producidas en los variados contextos detríticos ya anotados. Los contextos edáficos o superficiales de los depósitos residuales, los contextos de transporte por cualquier agente, los contextos edáficos o superficiales de los depósitos secundarios pueden ser en muchos casos contextos de producción continua de huellas de alteración de las poblaciones de los clastos silíceos. Asimismo, un mismo carácter fenomórfico puede ser producido en diversos aunque no en todos los contextos detríticos. Esta realidad hace más factible una exposición de tales huellas en función de su propia genética y petrografía que en relación a sus contextos de producción. La genética de producción de las mismas es un aspecto capaz de clasificar en líneas generales a los distintos caracteres fenomórficos. Si bien en muchas ocasiones dichas huellas responden a hechos químicos y mecánicos (Le Ribault, 1977), es posible comprender en cada caso la mayor o menor importancia de lo químico o mecánico y en razón a ello hemos organizado la exposición que

sigue.

3.2.A.1. Alteraciones químicas.

Los caracteres fenomórficos de origen químico se inician fundamentalmente a partir de disoluciones de los elementos que constituyen las rocas que nos ocupan. En función de estos elementos, las disoluciones se inician y desarrollan según la presencia de determinados contextos agentes. Estas disoluciones en sí mismas abren la posibilidad a la aparición de diversos precipitados neogenéticos. El mismo material disuelto puede ser en sí mismo la base para una neogénisis. El contacto con los materiales propios del nuevo contexto sedimentario y la presencia de una mayor porosidad tras las disoluciones posibilita, asimismo, neogénesis tan diversas como los propios materiales ahora en contacto con las rocas silíceas. La totalidad de los tipos de alteraciones internas y superficiales aisladas en las rocas silíceas pueden ser explicadas por esta cadena de procesos.

a. Disolución de los relictos de la roca caja. Descalcificación.

No es extraño que muchas rocas silíceas presenten

actualmente fábricas diogenéticas donde quede documentado fielmente el proceso de reemplazamiento de una determinada roca caja. Estas rocas cajas presentan generalmente un componente calizo más o menos importante (calizas, margas, yesos) y éste no aparece normalmente reemplazado por la sílice en su totalidad. La solubilidad de estos materiales es claramente mayor que la sílice y se disuelve, por tanto, en un porcentaje mayor antes que el cemento siliceo. Los relictos calizos inorgánicos u orgánicos (caparazones calizos, fósiles) serán pues los constituyentes más aptos para una primera disolución.

La descalcificación se ha documentado en diversas rocas silíceas. Cayeux (1929) anotaba que la descalcificación de los sílex daba lugar a una mayor porosidad visible incluso a nivel macroscópico, observación que llevaba a dicho autor a la denominación de sílex cariados ("sílex caries"). Una descalcificación similar era anotada por el mismo autor al respecto de las chailles y silexitas.

El fenómeno de la descalcificación de la meulières ha cobrado tal importancia en la literatura francesa que generalmente se utiliza un término concreto para ella, "desmeulièrización". La descalcificación de las meulières es corriente en los afloramientos de estas rocas silíceas, conduciendo a depósitos residuales donde las mismas se

presentan vacuolares y cavernosas (Cayeux, 1929; George, 1942).

Otra de las rocas donde se ha enfatizado la importancia de la descalcificación es el tripoli. Este fenómeno junto con la desilicificación se han involucrado para explicar la elevada porosidad de esta roca. (Füchtbauer y Müller, 1970; Erhart, 1973).

El fenómeno de la disolución de la caliza es evidentemente diferencial en relación a las diversas rocas silíceas. Es frecuente en las rocas silíceas acaecidas por un reemplazamiento (accidentes siliceos) y cuando las fábricas diagenéticas presentan aún relictos de la roca caja silicificada, ya inorgánica u orgánica (fósiles). La disolución de los relictos calizos acaecería lógicamente en presencia de medios ácidos. Tal disolución conduce a un considerable aumento de la porosidad, muy frecuentemente con clara resolución macroscópica, confiriendo a la masa silícea un aspecto calificado como vacuolar, cavernoso, cariado o piqueteado. Si la silicificación no ha procedido uniformemente, la descalcificación será diferencial. La descalcificicación muestra a veces la composición de la roca caja reemplazada (huecos por descalcificación de bioclastos u oolitos) o ya incluso la fábrica de los constituyentes (disposicion lineal y estratificada de los bioclastos de

bivalvos p. ej.).

b. Disoluciones y neogénesis silíceas. La desilicificación y sus manifestaciones.

Las alteraciones naturales de la rocas silíceas han sido planteadas desde hace tiempo en los estudios petrológicos. Las observaciones al respecto han estado generalmente centradas en los sílex y en torno a la disolución de los minerales silíceos. Con el fin de mostrar las distintas manifestaciones de estas disoluciones, es decir, los caracteres fenomórficos generados tras las mismas, consideraremos primeramente los conocimentos al respecto del proceso causal desde la perspectiva temporal del desarrollo de las investigaciones.

La disolución de la sílice es destacada desde el inicio de los trabajos que se ocupan de las alteraciones de los sílex para explicar los caracteres que estos materiales presentan en los contextos sedimentarios detríticos. Friedel (1875) observa que los sílex desconectados de la creta, los presentes en las mismas arcillas con sílex e incluso los tallados por el hombre, podían estar revestidos de una capa blanca, opaca y más o menos espesa e incoherente. Friedel apuntaba claramente que tal carácter resultaría tras la alteración debida a la disolución del ópalo por los agentes atmosféricos. Ideas

similares son apuntadas por Lacroix (1901) a igual que por Marchand (1874), quien denominaba "passyte" a la masa anhidra resultante de tales disoluciones. Brajnikov (1937) anotaba que los sílex fragmentados y no transportados soportaban una alteración química. La disolución de la sílice amorfa fue entonces la hipótesis retenida para explicar la porosidad adquirida y a partir de ella comprender la entrada de materiales presentes en el medio detrítico, materiales que proporcionaban una coloración marronácea y en sus reacciones con la sílice resultaban neoformaciones minerales (mineral E, bidellita ferrífera). Curry (1964) plantea las líneas generales de la alteración de guijarros de sílex en formaciones paleógenas del sur de Inglaterra. Dicho autor anota las frecuentes capas blancas, porosas y poco consistentes presentes en materiales enterrados. Considerando las disoluciones silíceas para explicar tales caracteres, la presencia de caparazones de moluscos en calcita y aragonita le hace desechar la hipótesis de un medio ácido como agente disolvente de la sílice. Dicho autor concluye en soluciones alcalinas para explicar la disolución del contenido de sílice coloidad sin que afecte al contenido criptocristalino. En esta línea explicativa, Buurman y Van der Plas (1971) consideran una remoción lenta y no reversible del agua del sílex expuesto a condiciones atmosféricas.

En las últimas décadas se observa una tendencia a centrar

la cuestión de las disoluciones silíceas que nos ocupan. Thiry (1973) afirma que el "córtex de alteración" es un producto de disolución silícea. Dicho autor plantea que tal proceso de discolución conlleva una "arenificación", patente en función de las numerosas partículas de arena (cuarzo) que constituyen tal "córtex", a la vez que una "arcillificación" explicable en función de neoformaciones (esmectita aluminosa). Vila Boas (1975) planteaba las principales características que diferenciaban a los sílex de la creta y a las chailles en sus medios originales y en las formaciones paleógenas derivadas, particularmente en la arcilla con sílex y con chailles de la Cuenca de París. Mientas que los sílex y chailles no alterados presentaban cuarzo microcristalino granular, fibroso (calcedonia) y ópalo, en las respectivas formaciones paleógenas dichas facies petrográficas silíceas expresaban un aumento en la proporción cuarzo microcristalino/calcedonia y por tanto, una drástica reducción del ópalo y significativa eliminación del contenido en calcedonia. Esta disolución direrencial de la sílice llevaría a la formación de pátinas blancas con un aumento de la porosidad, a veces con suficiente resolución macroscópica en pátinas desarrolladas, porosidad que posibilita una mayor entrada de los diversos materiales del medio detrítico. Vila Boas (1975) indica la frecuente presencia de material amorfo de color negro, granos de arena y fragmentos de sílex cementados por material amorfo en la superficie de los clastos silíceos. Esta presencia de nuevos

materiales en las superficies de las rocas silíceas daría lugar a las neoformaciones minerales destacadas por Brajnikov (1937) y Thiry (1973) y definidas esencialmente como una "arcillificación". Además, la mayor permeabilidad debida al aumento de la porosidad posibilitaría la entrada de diversos elementos en traza. Vila Boas (1975) indica que los sílex y chailles de las formaciones paleógenas son un poco más ricos en dichos elementos que los mismos materiales en sus originales contextos litológicos (**fig. 17**), particularmente a partir del estroncio (Trauth y otros, 1978), enriquecimiento en elementos en traza que ha sido igualmente anotado por otros autores (Luedtke, 1979; Andersen, 1982). Vila Boas (1975) concluye que el origen de todas estas transformaciones es la disolución de la sílice amorfa, tridimita y calcedonia. La **fig. 16** expresa por dicho autor la alteración de los sílex de la creta.

Esta hipótesis destacada ultimamente por Vila Boas (1975) ha sido definitivamente mostrada experimentalmente por Aubry, Dewolf y Muxart (1975). El trabajo en cuestión intentaba demostrar la hipótesis de disoluciones silíceas en los materiales silíceos presentes en la acilla con sílex a partir de un estudio experimental consistente en un lavado de fragmentos de sílex de la creta con agua pura. Las superficies lavadas fueron observadas al M.E.B., indicándose una serie de transformaciones de la manopetrografía original ya desde el

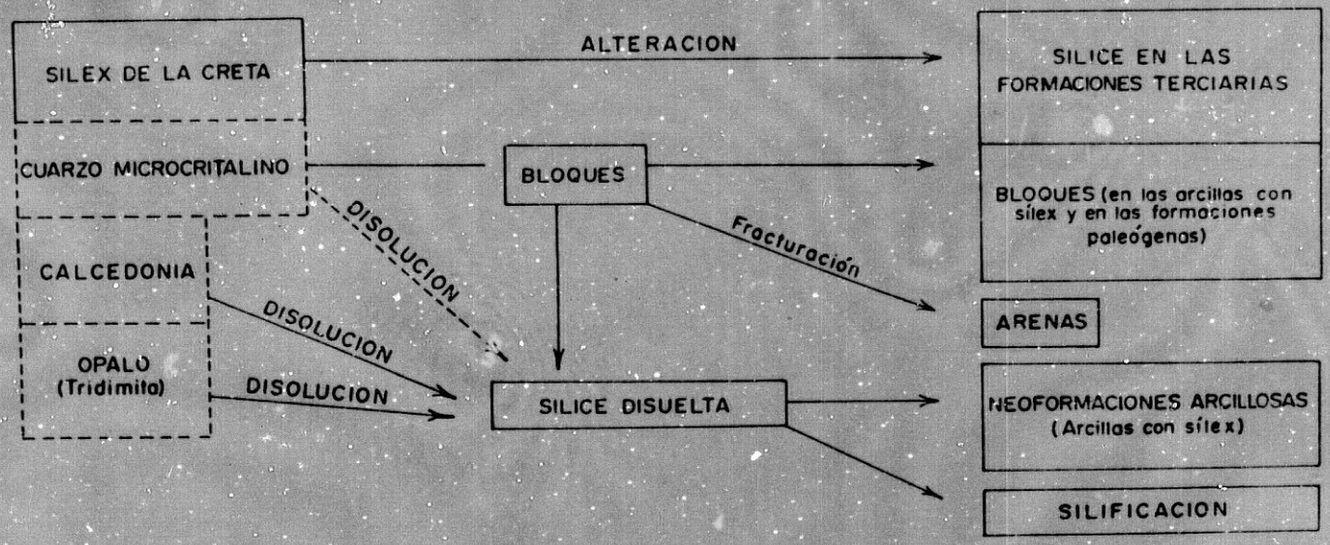


Fig.16 - Esquema de la alteración del sílex de la creta (según Vila Boas, 1.975, fig.22).

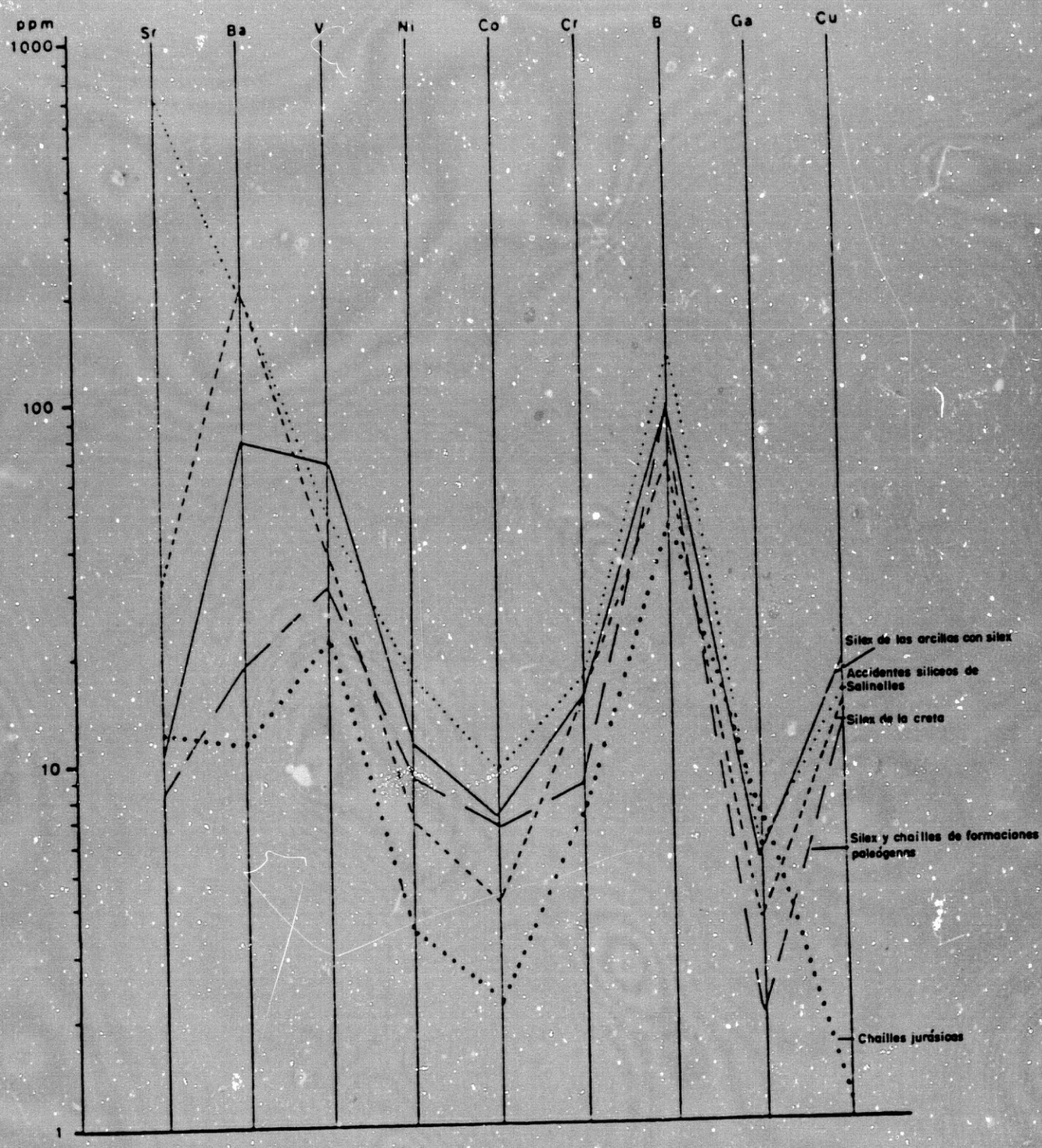


Fig.17_ Comparación de las medias del contenido en elementos trazas de una serie de accidentes silíceos (según Vila Boas, 1975, fig. 8).

séptimo dia de lavado. Despues de un mes, el aspecto de la superficie aparecia discontinuo, irregular y con desarrollo de numerosas oquedades. Este aspecto general parecia explicarse en función de:

- perdida de una gran cantidad de glóbulos de ópalo, fundamentalmente los que estaban instalados alrededor de escamas de calcedonita.

- suavizado de las escamas de calcedonita, adquiriendo un relieve blando y tendiendo localmente a formación de verdaderos geles.

- formación de un glaseado silicioso muy parecido a las coladas de sílice descritas sobre granos de cuarzo en vías de alteración (Le Ribault, 1971).

- desgajamiento de cristales de cuarcita por el ensanchamiento de los poros. Los menos cristalizados habían perdido sus contornos angulosos mientras que los otros presentaban signos de disolución en sus superficies. Se individualizaban puentes cilíndricos cortos (10 µ.).

En líneas generales se presentaban nuevas formas a la vez que se presenciaba una progresiva y direrencial desaparición de las formas anteriores. Estas transformaciones manifiestan

migraciones de la sílice bajo forma iónica o en estado de gel. A la vez, el caracter diferencial de la movilización de la sílice podía explicarse en función del grado de cristalización de la sílice: el opalo, sasi amorfo, es la forma menos estable y más rapidamente disuelta; la red cristalina inestable de la calcedonilita expresa una disolución más lenta; en el caso de la cuarcina, la disolución explota la red cristalina y el ataque progresa en "peldaños de escalera". En definitiva, la amorfización planteada por esta disoluciones se beneficia de su ya previa existencia (ópalo) y es acentuada o provocada en el caso de la calcedonilita y cuarcina respectivamente. Este estudio experimental no sólo demuestra la disolución de la sílice y el caracter de la misma sino también la aparición de neoformaciones silíceas alimentadas por ella y con el aspecto general de un glaseado que corresponderia a sílice amorfa.

Este caracter de la disolución de la sílice queda por otra parte de acuerdo con los conocimientos adquiridos hasta la actualidad al respecto de la solubilidad de la sílice. Lehner y Merrill (1917) sugerían que la solubilidad de todas las formas de la sílice era definida y la misma, anotándose una mayor solubilidad del ópalo frente al cuarzo. La solubilidad de las diferentes formas de la sílice quedó definitivamente establecida en la década de los 60. Según diversos trabajos, el ópalo amorfo alcanza una solubilidad de 140 ppm, mientras que las formas de tridimita (ópalo más

organizado) presenta ya sólo una solubilidad de 20 ppm. La cirstobalita revela una solubilidad inferior a esta última y ya el cuarzo sólo alcanza una solubilidad de 7 ppm. (Wey y Siffert, 1961; Siffert, 1962). Actualmente queda bien establecido que la solubilidad de la sílice amorfa es 10-20 veces superior a la del cuarzo (Erhart, 1973).

Los agentes de la disolución o aumento de la solubilidad de la sílice pueden ser diversos. Existe la idea general de que la solubilidad de la sílice en agua no está muy influenciada por el pH cuando este presente valores comprendidos entre 2 y 9, es decir en medios ácidos. En estos casos, la sílice disuelta forma simples moleculas de ácido monosilícico (ortosilícico), $Si(OH)^4$, y la solubilidad es generalmente baja. En medios alcalinos, con un pH superior a 9, acaece una disociación del ácido monosilícico y la solubilidad puede ser mayor en presencia de sales alcalinas y halógenos alcalinos. La solubilidad de la sílice presenta un comportamiento diverso en la relación con distintos medios químicos: disminuye en presencia de CO_2, aumenta en presencia de Fe^{3+} y es ralentizada por otros cationes, caso del Al^{3+} y Ca^{2+}. (Alexander y otros, 1954; Okamoto y otros, 1957; Krauskopf, 1959; Millot, 1960) **(fig. 18)**.

Aparte de la disolución de la sílice en soluciones acuosas, una significativa serie de experiencias muestran que

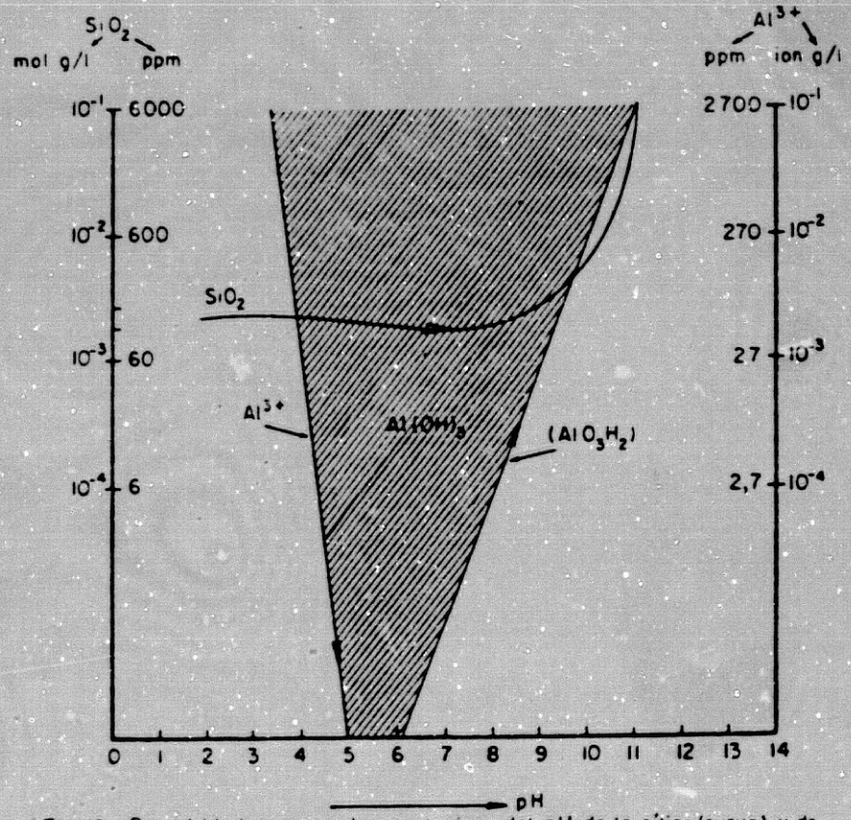


Fig. 18 _ Solubilidad comparada en relacion del pH de la sílice (curva) y de la alúmina (según Wey y Siffert, 1961).

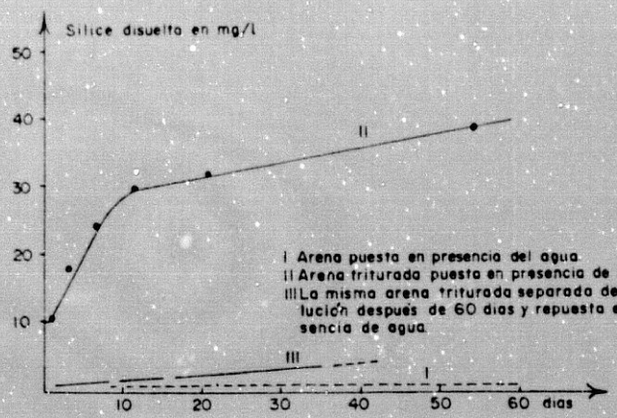


Fig.19_Valoración de la disolución de la sílice por las influencias de acciones mecánicas (según Wey y Siffert, 1961 p.21 en Le Ribault, 1977, fig. 3)

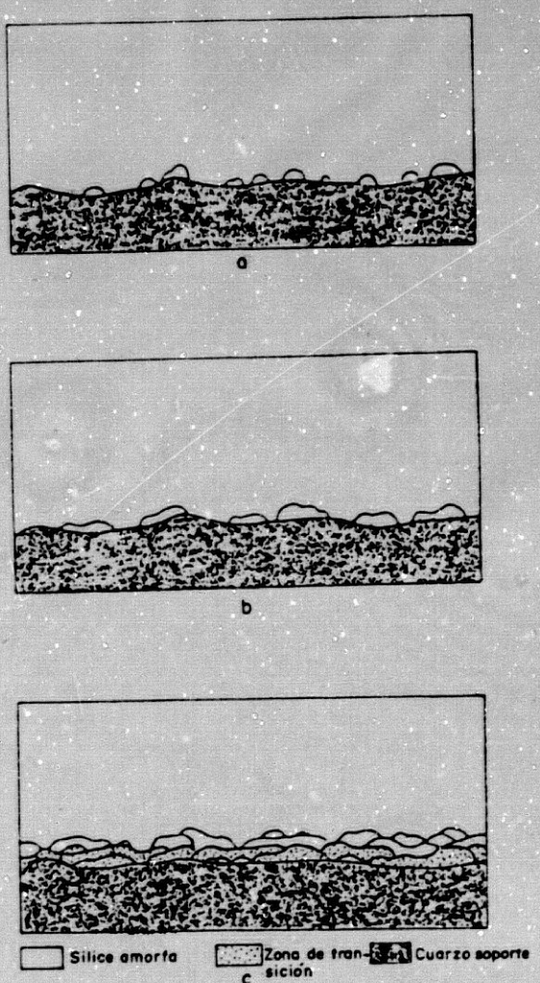


Fig.20_Caracteres debidos a los fenómenos de precipitacion de la silice. La coalescencia de glóbulos silíciosos (a) da lugar a escamas siliciosas convexas (b) cuya acumulación da lugar a películas siliciosas (c) (según Ribault, 1977, fig. 17-19)

es posible lograr soluciones silíceas por acciones mecánicas o por lo menos que estas pueden considerarse como un verdadero agente de las disoluciones. Los experimentos realizados al respecto (Armstrong, 1946; Nagelschmidt y otros, 1952; Dempster y Ritchie, 1952; Gibb y otros, 1953; Morey y otros, 1962) han sido reconsiderados recientemente por Le Ribault (1971, 1972). Los primeros autores muestran la formación de una pelicula muy soluble sobre particulas de cuarzo trituradas artificialemente. El espesor de esta película era aproximadamente de 0,003 µm y de ella se pasaba progresivamente a cuarzo bien cristalizado por una zona de transición de origen mecánico. Wey y Siffert (1961) concluían su experiencia afirmando que el triturado destruye superficialemtre la red de cuarzo formándose una película de silice amorfo muy soluble **(fig. 19)**. Esta película de sílice amorfo ha sido documentada en la naturaleza sobre granos de cuarzo detrítico por Le Ribault (1971, 1977). La presencia de numerosas y diversas huellas de acciones mecánicas sobre estos granos, implica al igual que el triturado artificial, que las acciones mecánicas "preparan el terreno para las influencias químicas, facilitando los fenómenos de disolución en los edificios cristalinos desorganizados o incluso amorfizados" (Le Ribault, 1977:28). Por tanto, el fenómeno de amorfización por acciones mecánicas se produce también en la naturaleza. Las precipitaciones de esta sílice provoca, en la superficie de los granos, la aparición de depósitos de diversa

morfología:

- glóbulos silícies, circulares o subcirculares, de diámetro entre 0,05-0,25 μm y cuya coalescencia provoca la aparición de escamas.

- escamas silíceas convexas, de talla entre 0,25 y 5 μm, adheridas estrechamente al cuarzo soporte. La acumulación de las escamas da lugar a películas silíceas.

- películas silíceas de desarrollo progresivo. Están formadas de dos partes. Una zona externa de escamas muy solubles y una interna en contracto con el soporte de cuarzo más antiguo que zona exterior y destacada por su cristalización (fig. 20).

- las flores de sílice suponen un fenómeno de cristalización independiente de la capa interna de las películas silíceas. Existen muchas formas de paso de los glóbulos y escamas a las flores. En estas mismas flores es posible graduar su cristalinidad conforme se afirma la geometría de las mismas, dependiente de una extructura radial desde la periferia al interior de las flores. La relación entre cristalización y geometría viene corroborado por el ataque ácido cada vez menor conforme se afirma la geometría de las flores. La fig. 21 expresa la evolución morfológica

anotada. Estas neogenias silíceas tras las disoluciones hay que paralelizarlas logicamente con las neoformaciones que en forma de glaseados documentaron Aubry y otros (1975) en el estudio experimental antes expuesto.

En conclusión, las transformaciones de genética química acaecidas en la masa silícea son facilmente explicables en función de una disolución diferencial de las varias formas de la sílice que puede ser favorecida por diversos agentes químicos o físicos-mecánicos. Tras esta disolución pueden presentarse neoformaciones silíceas alimentadas por la misma sílice disuelta. La porosidad creada por tales disoluciones da una mayor entrada a los materiales del medio detrítico, presencia quo puede quedar patente en neoformaciones arcillosas y en un aumento de elementos-traza. Consideraremos a continuación los caracteres fenomórficos que se presentan exclusivamente como producto de las mismas disoluciones silíceas y sus neoformaciones.

b.1 Disoluciones silíceas. De la pátina blanca a la desilicificación.

La característica fenómorfica que documentan principalmente una disolución silícea se identifica esencialmente en la literatura arqueológica con el término

pátina. No obstante, tal carácter aparece más o menos acentuado según el grado de desilicificación soportado. Aunque signifique una extrema simplificación de tal proceso, parece operativo exponer estas alteraciones em función de dos fases generales, la que lleva a superficies de aspecto general blanco (pátina blanca) y la posterior que conduce a una desilicificación casi total del material.

Pátina blanca.

El término pátina ha sido siempre utilizado en arqueología prehistórica para identificar una película superficial de alteración en las rocas silíceas, esencialmente en relación al sílex. No obstante, el término como tal puede ser aplicado a otras caracterizaciones superficiales distintas al aspecto blanqueado de esta rocas. Segun algunos diccionarios de geología al uso (Foucault y Raoult, 1985) no sería incorrecta la denominación de pátina para una superficie caracterizada por cualquier coloración producto de alteración. Aparte de este amplio significado del término pátina y teniendo presente los diferentes significados de los términos córtex y pátina, ha existido siempre una ampliación del término córtex sobre todo por parte de los petrólogos. Cayeux (1929, 1930), utiliza el término pátina para referirse a las extructuras de margen de los sílex en la roca caja (córtex).

Shepherd (1972), aún teniendo presentes las diferencias entre ambas realidades, utiliza a veces el término córtex indistintamente para las mismas. Más recientemente, Trauth y otros (1978) utilizan la denominación de "córtex de alteración" para referirse a la pátina. Reconociendo esta sosterrada confusión terminológica, Masson (1979) apunta las pertinenetes diferencias, de acuerdo por otra parte condicionarios actualizados (Foucault y Roaoult, 1985). Estos autores recogen una acertada definición de pátina de Meillet (1866-67): "la pátina es una alteración natural de la superficie de un mineral cualquiera debida a acciones químicas que transforman la superficie y le dan un aspecto totalmente diferente al que tenía primitivamente". Esta misma descripción es a veces denominada en petrología con el término de "cacholong" (Foucault y Raoult, 1985).

La pátina blanca que nos ocupa presenta en realidad una descripción amplia, pendiente por otra parte de la fase de desarrollo en que se encuentra. En una primera fase, la pátina puede presentarse con un espesor finísimo y un color azulado o debilmente blancuzco, acompañada de un aspecto porcelanado o ceroso similar al lustre del suelo que describiremos posteriormente (Shepherd, 1972). No obstante, la primera fase de su desarrollo puede presentarse a modo de bandas y manchitas blancuzcas que dan el aspecto de una "pátina gráfica" y que según su resolución macroscópica puede

mostrarse como una "pátina en cesta" o "en tela de araña" (Shepherd, 1972). De una u otra forma, el desarrollo de la misma lleva a una expansión por toda la superficie y en su profundidad. No obstante, esta extensión de la pátina no es siempre homogenea, presentándose a veces una patinación diferencial a veces denominada como doble pátina. En cualquier caso esta expansión de la pátina blanca se acompaña progresivamente una mayor porosidad. Si su desarrollo es débil, el efecto de nube puede ser eliminado con luz polarizada y la superficie aparece entonces irregular y horalada, carácter también observable al M.E.B. (Stapert, 1976; Mansur, 1986). Sería de interés anotar aquí las observaciones realizadas por Schmarz (1960). Al microscopio óptico las pátinas estaban compuestas sólo de cristales de cuarzo anhedrales y euhedrales. La zona patinada se presenta menos transparente que las zonas no alteradas y presentaban un aspecto blanco azucarado. A veces aparecería cierto pseudoisotropismo debido a los elevados efectos de dispersión causados por la alteración de las superficies de los granos de cristal durante la patinación. La difractometría de rayos X sólo indicaría cuarzo.

La explicación de la génesis de la pátina que nos ocupa ha sido ampliamente tratada en la literatura arqueológica o presentada para resolver cuestiones de naturaleza arqueológica. Según Stapert (1976), la porosidad documentada

en la pátina fue explicada en un principio aduciendo la disolución del ópalo, hipótesis formulada primeramente por Judd (1886) (según Schmalz, 1960). No obstante, la inexistencia de ópalo en algunos materiales llevaba a la consideración de la expulsión del agua presente entre los poros de los cristales de cuarzo. La deshidratación como hipótesis para explicar la pátina blanca había sido frecuentemente aducida (Hewitt, 1915; Mitchell, 1947); Lindner, 1964-65) o bien los medios donde la deshidratación fuera muy posible (Chedeville y otros, 1907; Hure, 1922; Van der Broeck, 1928; Hue, 1929). La hipótesis de la desecación ha sido incluso retomada recientemente (Masson, 1981). No obstante, la experimentación mostraba a Schmalz (1960) que la deshidratación no resultaba en la génesis de pátinas blancas. Es por ello por lo que se inducía una disolución de los minerales silíceos (ópalo y cuarzo) para explicar la porosidad presente, teniendo presente que las difractometrías de rayos X sólo mostraba cuarzo en las pátinas, al igual que en las observaciones de láminas delgadas (Schmalz, 1960). Una serie de trabajos experimentados confirman esta hipótesis. En realidad tales trabajos experimentales se han desarrollado desde principios de siglo aunque frecuentemente sin una programación adecuada (véase Masson, 1981). Las experiencias de mayor interés muestran la disolución de la sílice y las influencias del medio al respecto de la solubilidad de tales minerales. Schmalz (1960) consiguió una pátina blanca en una

solución alcalina de NaOH, con un incremento de la velocidad de la reacción en presencia de CO_3Ca y por tanto con el consiguiente mantenimiento de un pH elevado. El hecho de que la disolución de la sílice causa una disminución del pH implica la necesidad de catalizadores que mantengan elevado el valor del pH con el objetivo de que se desarrolle la patinación. Este era el papel del CO_3Ca. Un pH elevado que favorezca la génesis de la pátina blanca había sido ya invocado antes de la experiencia de Schmalz (Meillet, 1866-67; Curwen, 1940) y fue enfatizado posteriormente (Honea, 1964; Vencl, 1964; Sherpherd, 1972), sobre todo en los tabajos de Rottländer (1975a y b). Rottländer afirma que efectivamente las soluciones alcalinas producen pátina blanca pero que no obstante la presencia de un pH elevado no es siempre garantía de producción de pátina ni del grado de desarrollo de la misma. Ello dependería del valor de la energía de hidratación del alcalí y del diámetro del ión del mismo. En cuanto al primer carácter, una débil solubilidad en agua impediría una significativa reacción y consiguiente disolución de la sílice. Esto explica por que el ión calcio en soluciones con un pH superior a 9 no forma pátina, a pesar de que su diámetro iónico (2,12 Å) es adecuado para penetrar en el espacio libre interior del cuarzo (2,64 Å). Este diámetro iónico explica asimismo la patinación diferencial producida por soluciones alcalinas de idéntico pH: a mayor diámetro iónico menor posibilidad de penetración y ello hace comprender la reducción

de la producción de pátina en la escala de iún sodio (1,96 A), potasio (2,66 Å) y amonio (2,84 Å). Si bien y con estas características la pátina se produce en medios alcalinos, Rottländer (1975a y b) reconoce que normalmente los suelos no son tan alcalinos y que son evidentes las cantidades de sílex patinados en suelos más o menos neutros y ácidos. Varios autores habían señalado ya la posibilidad de génesis de pátina blanca en medios ácidos (Curwen, 1940; Vignard y Vacher, 1964; Lindner, 1964; Shepherd, 1972). Rottländer considera entonces la existencia de algún agente en actuación en medios ácidos capaz de producir patinación. Rottländer anotaba que en medios edaficos ciertos ácidos húmicos solubles en agua (grupo o-dihidroxi-benceno, catechol) forma complejos con el ácido silícico en medios no muy ácidos. La oxidación de estos complejos silico-orgánicos llevaría a una precipitación del ácido silícico que se depositaría vía gel en los sólidos de sílice existentes en el sedimento. Ello se exteriorizaría en el denomiando lustre de pátina que expondremos posteriormente. Esta neogénesis silícea rellenaría los huecos de la superficie de los sílex e impediría por ello en líneas generales la entrada de los disolventes. Es por esta razón por lo que dicho autor considera que el lustre de pátina en cierta medida y en ciertas condiciones, protege al sílex de la patinación blanca. No obstante, reconoce que cualquier nueva fisura puede desencadenar el proceso hacia la patinación blanca, y que este mecanismo debería ser considerado como una vía para la génesis

de patinación blanca.

Aparte de estos disolventes pendientes del pH y de la naturaleza general de los iones que lo definen, otros agentes han sido apuntados: rayos infrarrojos, ultravioletas (Rottländer, 1975a), líquenes (Ackerman, 1964), presencia de arcillas (Peyrony, 1938), hielo (Lindner, 1964-65), etc. (véanse referencias en Masson, 1981). Si bien la deshidratación por la exposición a la luz no lleva la típica pátina blanca, hemos de admitir que la deshidratación ocurre paralelamente a la disolución de la sílice hidratada.

Reconociendo los diferentes agentes que actúan como disolventes de la sílice, algunos autores han anotado el contexto general más favorable para la producción de pátinas blancas. Schmalz (1960) concluía que los factores a considerar serían la permeabilidad del suelo, volumen y razón de la circulación del agua bajo la superficie, el pH del disolvente en acción, la temperatura, la disponibilidad del álcalis y la concentración de los mismos en el agua. Rottländer (1975a) mantiene que en cuanto al valor del pH habría que considerar la razon Na/K si el suelo es alcalino y la antigua presencia de plantas si el suelo es ácido. Todos estos factores hay que considerarlos logicamente en el contexto de una matriz edáfica.

En conclusión, la disolución de la sílice es hasta el presente la explicación más fundamentada para comprender la patinación blanca y con ella quedan de acuerdo trabajos recientes centrados en otros caracteres fenomórficos (Mansur, 1986; Plison, 1985). Si bien los trabajos emprendidos por arqueólogos o en este marco profesional han tenido presentes las cuestiones químicas de la disolución de la sílice, en líneas generales los principales trabajos sobre la patinación blanca realizados por arqueólogos han estado desconectados de los similares trabajos realizados por petrólogos. La diferencial disolución de las formas minerales de sílice, como principal conclusión de aquellos trabajos petrológicos, debe ser tenido presente en la formación de la pátina blanca, disolución que lleva a un aumento de la porosidad en un marco claramente "arenificado".

Si bien la causalidad química ha sido la más destacada para explicar la patinación, hemos de reconocer que las disoluciones que la explican son favorecidas por acciones mecánicas. La misma presencia de grietas pequeñas incita a una más rápida disolución y no es extraño observar pátinas ubicadas en sistemas de grietas (Schmalz, 1960; Shepherd, 1972; Rottländer, 1975a y b; Masson, 1981a). El reciente énfasis dado por Le Ribault (1971) a las acciones mecanicas como agente que propician una más rápida disolución debe considerarse y con ello afirmar que los sólidos silíceos que

han sufrido transporte serían más aptos a la patinación.

Explicada la porosidad en relación a las disoluciones diferenciales de sílice, es facilmente explicable el color blanco que nos presenta la pátina, reconociéndolo como un simple fenómeno de la refracción de la luz, refracción que aumenta con el desarrollo de la porosidad. El débil color blanco que se presenta en las primeras fases de patinación se puede facilmente correlacionar con una menor presencia de porosidad. Igualmente el film debidamente azulado es entendido de la misma manera como un efecto óptico por la extrema delgadez del film (Schmalz, 1960; Sheperd, 1972; Rottländer, 1975a y b). Rottländer (1975a) anotaba al respecto que la disolución de la sílice se resuelve al M.E.B. en un ataque a las escamas de la textura de superfice con la consiguiente pérdida de las conexiones entre ellas. Ello logicamente lleva a un incremento de la dispersión de la luz y de ahí el aspecto blanco de la pátina.

Si bien los estudios sobre la génesis de las pátinas blancas han enfatizado ciertos aspectos del medio, generalmente se anota la naturaleza de la roca como la otra parte implicada en la génesis de la patinación. Van der Broek (1928, según Masson, 1981a) señalaba que las ftanitas de Bélgica eran inatacables en contraste con los sílex cretáceos. Cayeux (1929) señala que las silexitas a veces aparecen

patinadas. Chedeville y otros (1907, según Masson, 1981a) presenta una escala de alteración de sílex que de menor a mayor aptitud sería: sílex cenomanienses, turonienses, jurásicos y meulières. Masson (1981a) indica que las meulières son más atacables que los sílex y Rottländer anotó una mayor resistencia de los jaspes con respecto al sílex. Los autores que más han insistido en la caracteristicas propias de las rocas patinadas han sido Hurst y Kelly (1961, 1966). Reconociendo la disolución de la sílice, entienden que los sílex que contienen sílice puro o sólo impurezas estables no se patinarían, estando tal proceso pendiente de las impurezas inestables. No ostante, esta hipótesis no fundamentada en tales trabajos, entra claramente en contradición con lo expuesto hasta el momento acerca de la disolución de la sílice y su caracter direrencial. Más de acuerdo con estas ideas, reconoceríamos que las rocas silíceas con presencia de ópalo serían más aptas para la patinación que las que no lo presentasen, a la vez que una mayor resistencia a la patinación para aquellas rocas silíceas cuarcíferas, sin que ello implique una total resistencia.

En todo el proceso de patinación había que tener presente tanto las condiciones ambientales químicas y físicas como las propias de la roca para explicar cualquier caracter al respecto. En función de todo ello se podría explicar en cada contexto la presencia de una primera fase de patinación

caracterizado por un débil film azulado o blancuzco y acompañado o no por el lustre de pátina o bien por una "patinación gráfica". El caracter homogeneo del proceso de patinación en el primer caso contrastaría con la heterogeneidad del segundo. En este caso las bandas o manchas de pátina, extendidas como marcas de reducción por Shepherd (1972) son exlicativas por la acción de raíces o la presencia de una previa red de fracturación (Shepherd, 1972). La misma amplitud en extensión y profundidad de la pátina en los sólidos silíceos dependería igualmente de todo el marco de condiciones. En el apartado siguiente tendremos ocasión de insistir en el proceso de desilicificación que implica este aumento en la amplitud de la pátima blanca. La exclusiva presencia del denominado lustre de pátina o la inexistencia del desarrollo de pátina blanca así como la combinación de éste con ciertas coloraciones son igualmente productos explicables en cada contexto por todas las condiciones más o menos destacadas en esta exposición.

Mientras que los petrólogos se ha ocupado de las pátinas blancas para considerar una desilicificación que fundamente la neogénesis de rocas silíceas paleológicas y neogenas, los trabajos realizados por arqueólogos o en este marco profesional han llevado siempre el interés de obtener alguna correlación entre amplitud de la pátina y cronología. Sin duda, tales trabajos han concluido en factores más importantes

que el tiempo para el desarrollo de la patinación blanca. La nula o escasa relación general entre amplitud de la pátina y edad del comienzo de su desarrollo es la conclusión más convincente hasta el momento. Sólo trabajos muy contextualizados en todo el marco ambiental prodría obtener algunas conclusiones significativas al respecto, conclusiones por otra parte de problemática generalización (Clark y Purdy, 1979).

Desilicificación.

En los yacimientos arqueológicos no es extraño que aparezcan sílex "polvorientos" o corrompidos, con un aspecto general de "cacholong", a veces denominados sílex necrósicos (Vignark y Vacher, 1964) y generalmente como sílex desilicificados en la literatura arqueológica. Si bien este estado de alteración aparece frecuente en los sílex recuperados en registros arqueológicos, han recibido una débil atención. No obstante, los trabajos realizados sobre este tipo de materiales son recientes y nos presentan un marco adecuado de conocimiento al respecto.

Los materiales en cuestión presentan una densidad muy débil y una gran fragilidad e incoherencia (sílex polvorientos), El núcleo de estos materiales presenta a veces

un aspecto grisáceo y silicioso de textura más densa. En algunos casos, estos materiales presentan un caparazón o corteza algo más coherente, mate, traslúcido, de medio milímetro de espesor, de aspecto aporcelanado y relleno de una materia blancuzca, porosa y friable. Esta corteza les da a estos sílex una mayor coherencia y evita su fragmentación en el momento de su recuperación en las excavaciones arqueológicas si no son en ese momento convenientemente consolidados. El hecho de que esta corteza presente todas las huellas propias de la fragmentación por el hombre así como algunos remontajes realizados (Texier, 1986), es razón para afirmar sin duda que el proceso de alteración se inicia posteriormente de tal fracturación antrópica (Masson, 1981a, 1981b; Texier, 1986).

Al M.E.B., las superficies de los sílex sin la corteza más coherente, nos presentan una gran porosidad en una red anastomasada de interconexiones. Esta fuerte porosidad provoca la refracción de la luz y el color blanco en macroscopía (Texier, 1986). Se han identificado pequeñas escamas de calcedonia y lepiesferas de ópalo, a veces con una superficie grumosa. Junto a estas formas aparece algún contenido arcilloso. En este medio se han documentado agregados de cristales de cuarzo automorfos, a veces a modo de microgeodas. Se han documentado asimismo caparazones silicificados de gasteropodos. La corteza sólo proporciona una textura más

densa (Masson, 1981b; Texier, 1986).

Los difractogramos de rayos X sólo documentan cuarzo en cuanto a los minerales silíceos, acompañado a veces y escasamente de otros minerales como la ankerita (dolomita ferífera) según nos comunica Texier (1986).

Las observaciones al M.E.B. realizadas por Masson (1981b) le llevaban a concluir en una intensa disolución silícea o desilicificación seguida en algunos casos de neogénesis. El hecho de que las piezas desilicificadas estudiadas trataban de rocas silíceas continentales oligocenas compuestas exclusivamente de cuarzo microcristalino y calcedonia, con ausencia de ópalo, segun indicaba asimismo los difractogramas de rayos X, llevaba a Masson a considerar por una parte que las disoluciones podían respetar algunas formaciones minerales (cristales de cuarzo, caparazones de fósiles silicificados) y generar otros (ópalo). Teniendo en cuentra que en el yacimiento arqueológico en cuestión, otros tipos de rocas silíceas estaban presentes (sílex jurasicos y cretácicos), Masson concluía que era posible una mayor alterabilidad de las rocas silíceas terciarias, pero que en cualquier caso las causas reales debían ser buscadas en el medio inmediato de los objetos.

En definitiva, el caracter fenomórfico que nos ocupa es

debido a una intensa disolución silícea de tal manera que los materiales que la han soportado pueden denominarse desilicificados con toda razón. Nosotros consideramos que tal caracter trata en definitiva de un exhaustivo desarrollo de la patinación blanca. Paralelamente a estas intensas disoluciones acaecen neogénesis silíceas (ópalo) o de naturaleza más compleja (arcillas, carbonatos) como tendremos ocasión de comprobar posteriormente.

b.2. Neogéresis silícea. Los lustres naturales.

El eje de explicación genética que presenta nuestra exposición mantiene que los lustres producidos en contextos naturales tratan generalmente de un deposito de la sílice previamente disuelta, ya a partir de un propio medio sedimentario silíceo detrítico, ya de los posibles sólidos presentes en el mismo sedimento de los registros arqueológicos tras la conducta de rechazo en sitios de ocupación humana (artefactos) y siempre en función de acciones químicas y/o mecánicas. La observación de estos lustres ha llevado a diversas caracterizaciones globales. Dos cuestiones han canalizado la discusión acerca de los mismos: etiología y naturaleza. Aunque existan opiniones contrastadas que apuntaremos en su lugar, los lustres pueden ser contemplados como depósitos amorfos de sílice cuyo origen, eso si, puede

ser químico y/o mecánico. Cabría una más centrada discusión de la naturaleza y genética de estos lustres cuando hayamos expuesto las distintas explicaciones al respecto en cada tipo de lustre aislado. Generalmente se contrastan los lustres producidos en matrices edáficas y los producidos en superficie, aunque a veces nos encontramos un mismo tipo de lustre capaz de producirse en uno y otro contexto, caso del lustre de espejo. Este tipo de lustre refleja en realidad al menos dos tipos genéticos, denominados por Shepherd (1972) como lustre de fricción y lustre de fractura. Mientras que el primero puede producirse en contextos edáficos o superficiales, el lustre de fractura es tipicamente de genética superficial. Expondremos a continuación las principales características destacadas en cada tipo de lustre en función de sus contextos genéticos.

b.2.1. Neogénesis silíceas en matrices edáficas.

La amorfización superficial silícea que reflejan estos lustres pueden ser debidas, principalmente a procesos químicos y/o mecánicos. Se pueden distinguir tres principales tipos de lustres relacionados con los diferentes procesos desarrollados en los suelos.

Lustre de suelo.

El lustre con el aspecto que describimos a continuación ha recibido diversas denominaciones en función de los varios criterios al respecto: **lustre antiguo** (Meillet, 1866-67; Masson, 1981a), **lustre de pátina** o **pátina lustrosa** (Rottländer, 1975b; Stapert, 1976) y **lustre de suelo** (Mansur, 1986; Plisson, 1975), este último acorde con su contexto de producción aunque en el segundo caso se explicitan sus relaciones genéticas con el fenómeno de la patinación, como anotaremos a continuación.

Se trata a simple vista de un lustre escasamente destacado sin presencia de huellas de origen mecánico, con brillo tedioso o ceroso, transparente, de amplia extensión en superficie, y una textura de superficie alisada en observaciones al M.E.B. Su presencia es muy generalizada en los artefactos en rocas silíceas halladas en las matrices edáficas de los yacimientos arqueológicos (Stapert, 1976; Masson, 1981a; Mansur, 1986).

Si bien este lustre ha sido reconocido por los arqueólogos desde hace bastante tiempo, su naturaleza fue destacada definitivamente por Rottländer (1975a y b) y explicado a partir de un proceso genético, químico, naturaleza y explicación aducida previamente por Shepherd (1972).

El hecho de la presencia de pátinas blancas en los corrientes suelos ácidos o neutros llevaba a dicho autor (Rottländer, 1975a y b) a considerar la génesis de dicho fenómeno en estos contextos, cuestión que ha sido expuesta anteriormente. Anotábamos como el catechol (grupo o-dihidroxibenceno) foma complejos con un átomo central de sílice. Tal grupo aparece en los ácidos húmicos entre otros y ello hay que relacionarlo con su presencia en la savia de algunas familias de plantas (Ericae, Compositae y Labiatae) ampliamente extendidas. Rottländer (1975a) consiguió experimentalmente el lustre que nos ocupa al someter lascas de sílex a una suspensión de turba en agua (3 semanas, 50ºC, pH 4) a la vez que aumentaba la concentración de sílice en la solución (0,3%). Teniendo presente que la textura de la superfice de tal sílex consistía en observaciones al M.E.B. en una sucesión ininterrumpida de escamas, que de acuerdo con las mismas observaciones de Aubry y otros (1975) fueron identificados como calcedonilita, Rottländer (1975a) destacaba que mientras que los fuertes solventes (alcalinos) podrían penetrar entre tales escamas disolviendo sus enlaces y conduciendo a un transporte de la sílice disuelta, aumento de porosidad y al fino aspecto de pátina blanca, los débiles solventes de la turba son demasiado grandes para penetrar en las fisuras entre escamas y disuelvan por ello tan sólo la zona superficial de las mismas. Todas las prominencias y filos de las escamas son disueltos preferencialmente a causa de su

mayor energía potencial, mientras que las fisuras son rellenadas por la sílice disuelta a causa de su menor energía potencial. Aparte de esta inmediata deposición de la sílice disuelta en los mismos sólidos silíceos, Rottländer (1975a) consideraba asimismo una deposición de la sílice disuelta presente en los mismos sedimentos. Dicho autor consideraba que un cambio sustancial en las dinámicas edáficas que llevan a unas disminución del material orgánico del suelo por un alto grado de degradación del mismo daría lugar asimismo a una oxidación de los complejos sílico-orgánicos. Esta oxidación generaría geles de sílice que tras un determinado transporte se depositaría en los sólidos de sílice existentes en el sedimento. Dicho autor anota el hallazgo de depósitos de pequeños glóbulos que según las constataciones de Aubry y otros (1975) tratarían de ópalo y que procederían de la abundante sílice disuelta en la matriz edáfica tras la alteración de una inmediata arcosa muy siliciosa (Shepherd, 1972; Rottländer, 1975a y b). A partir de una y otra procedencia, la naturaleza del lustre de suelo queda constatada como una delgada capa de sílice amorfo que según las observaciones de Rottländer (1975a) produciría un alisado y pulido de la superficie y un aspecto lustroso, esto último debido a la similitud del fenómeno con un pulido mecánico. La mayor parte de los autores que han tratado la naturaleza de este lustre que nos ocupa quedan de acuerdo son su carácter de depósito de sílice amorfo (Shepherd, 1972; Rottländer; 1975a y

b; Stapert, 1976; Plisson, 1985; Mansur, 1986), Masson (1981a) considera no obstante que no debe ser generalizada la creencia de un depósito de sílice ni admitir tal naturaleza silícea sin que previamente no se haya clasificado tal naturaleza en series extensas de material.

La misma similitud del fenómeno del lustre de suelo con un pulido mecánico destacada por Rottländer (1975a) hace posible implicar a acciones mecánicas en la producción del mismo lustre, cuestión planteada por diversos autores (Stapert, 1976; Keeley, 1980; Masson, 1981; Plisson, 1985) y en la que no debemos olvidar la constatación ya anotada de que las acciones mecánicas favorecen la disolución. De igual manera como Anderson (1981) obtuvo un ligero lustre superficial en un tambor con agua y arena debemos considerar al respecto suaves movimientos de los sólidos silíceos en las matrices edáficas y la correspondiente fricción con la fracción más fina de las mismas.

El hecho de que el depósito de sílice rellene cavidades y alise la superficie implicaría una cierta protección de la misma para nuevas disoluciones, dado la ausencia de fisuras para que penetren los nuevos disolventes. No obstante, la apertura de nuevas fisuras puede iniciar la patinación blanca, como ya anotamos, a veces presente en combinación con este lustre de suelo.

En definitiva, considerando la evidencia más destacada, el lustre de suelo trataría de una naturaleza silícea amorfa (ópalo) acaecida ya por un fenómeno químico y/o mecánico donde la sílice disuelta se deposita en los sólidos siliceos presentes. Si bien el lustre de suelo puede responder a leves y constantes movimientos de los sólidos siliceos en los suelos, la ausencia generalizada de visibles huellas mecánicas implica la escasa importancia de las acciones químicas en la disolución y neogénesis silícea que tratamos.

Lustre de pedoturbación.

Se han reconocio en diversas ocasiones lustres presentes esencialmente en las zonas prominentes y filos de los sólidos siliceos, fielmente documentado en artefactos, acaeciendo un embotado de sus aristas y filos y por tanto una transformación de su microtopografía. Este lustre va acompañado generalmente de estrías de orientación azarosa, conos y fracturas en aristas producido por presiones (Stapert, 1976; Masson, 1981a).

Si bien Masson (1981a) considera la crioturbación como un potencial proceso para la producción de este lustre, hemos de considerar en la linea de otros autores (Keeley, 1980) la diversa naturaleza de los procesos de turbación edáfica,

denomiandos en lineas generales de pedoturbación, donde sencillamente debemos tener presentes la crioturbación y gravitурbación o solifluxión.

Si en la consideración de génesis de este lustre hemos de implicar a las acciones mecánicas consistentes en un transporte de los materiales, mantenemos que el aspecto lustroso del mismo podría responder igualmente a un depósito amorfo de silice. Masson (1981a) considera sin embargo que la frescura de las estrías documentadas sobre estos pulidos "excluye toda posibilidad de un depósito silicioso". No obstante, ello entra claramente en contradición con las más recientes constataciones acerca de la formación de estrías asociadas a pulidos en los procesos de uso de útiles realizados en rocas siliceas. Según ello, las estrías precisan para su formación una superficie en estado de gel y este gel es siempre reconocido de naturaleza silícea (Mansur, 1986).

Lustre de fricción.

El término lustre de fricción y el denominado lustre de fractura que posteriormente consideraremos, han sido tratados tradicionalmente en la literatura con una misma denominación, lustre en espejo (Bordes, 1950, 1967), dado el elevado brillo que presentan. Como Shepherd (1972) destaca y Stapert (1976)

mantiene, bajo esta única denominación y similar caracterización se podrían distinguir dos procesos genéticos que respondería a los dos calificativos mencionados.

El lustre de fricción aparece como pequeñas manchas aisladas o agrupadas, con un intenso brillo y muy localizadas acompañandose a veces de muy finas estrías y depresiones (Bordes, 1950, 1967; Semenov, 1973; Sheperd, 1972; Stapert, 1976; Masson, 1981a).

La naturaleza y genética de este tipo de lustre ha sido ampliamente discutida y Stapert (1976) concluía en que aún no existía una explicación convincente. Bordes (1950) anotaba una abrasión puntual por loess. Shepherd (1972) consideraba que la causa primera habia que situarla en una fricción entre rocas. En contraposición a la hipótesis de Reisch (1974), quién concebia al lustre como una deposición secundaria de silice (citado por Stapert, 1976), este último autor encuentra objeciones a esta explicación, expresamente al hecho de que las manchas lustrosas se presentan como depresiones así como la existencia de finas estrías sobre los mismos. Masson (1981a) de la misma manera que en el caso del lustre de crioturbación, considera que la "frescura de pequeñas estrías y la localización a veces tan puntual de estas plagas pulidas hace rechazar la hipótesis de un depósito silicioso amorfo".

No obstante, ni la presencia ni "frescura" de las estrías, ni la presencia de estas manchas brillantes instaladas en depresiones entran en contradicción con el hecho de que las mismas respondan a un deposito siliceo amorfo. Aducimos al respecto de las estrías la mismas hipótesis de formación en cuanto huellas de uso a la vez que recordamos el hecho de que previas depresiones pueden actuar como centros de atracción de tales geles, segun las constataciones Rottländer (1975a) o ya considerar la misma explicación de Shepherd (1972), quién atribuía a procesos de solución la presencia de pequeños hoyuelos con fondo lustroso.

En definitiva, de acuerdo con Reisch (1974), mantenemos junto con Mansur (1986) la no sorprendente posibilidad de que tal lustre responda a un depósito de sílice amorfa. En este caso nosotros consideraríamos una amorfizacion superficial debida a causas mecánicas. Si el mecanismo es esencialmente fricción, tras presión o percusión, las estrías habría que explicarlas en función del abrasivo y la presión ejercida. En función de este proceso genético reconoceríamos en la línea de otros autores que tal mecanismo puede desarrollarse tanto en las matrices edáficas como en contextos superficiales.

b.2.2. Neogénesis silíceas en contextos superficiales.

Los depósitos de sílice que reflean los lustres de estos contextos acaecen tras un proceso esencialmente mecánico. Tres contextos han sido esencialmente destacados, el eólico, fluvial y el carcterizado por manantiales. Además, el lustre de espejo, ya de fricción o de fractura, puede aparecer en estos y otros contextos donde las acciones mecánicas se desarrollan en superficie.

Lustre eólico.

Este lustre asociado a diversas huellas de acciones mecánicas aparece en contextos desérticos, subdesérticos o ya en medios detríticos arenosos donde estas partículas son levantadas y transportadas por el viento.

Se trata de un lustre con una intensidad de brillo de aspecto graso, no muy elevado y variable en la superficie afectada. Las principales huellas de acciones mecánicas asociadas a este lustre son pequeñas depresiones de acción en U y un facetado de aristas más o menos pronunciado (Davis, 1967; Stapert, 1976; Masson, 1981a). Pei (1936) indica además acanaladuras vermiculares y estrías, estas últimas no documentadas por Stapert (1976) y Masson (1981a).

Los autores citados quedan de acuerdo en que el bombardeo

de las partículas arenosas son las causantes de las pequeñas depresiones de seccion en U (similares a las documentadas por Le Ribault, 1975 en granos detríticos de cuarzo), que en efecto macroscópico darían lugar a las acanaladuras vermiculares y a un facetado que resaltan las aristas presentes o crean otras nuevas **(fig. 22)**. El bombardeo da lugar a una nivelación de las superficies elevadas, a la vez que deja inalteradas las zonas deprimidas, según las observaciones al M.E.B. realizadas por Stapert (1976). Un intenso bombardeo daría lugar a un destacado facetado cuyos portadores son denominados **dreikanters, ventifacts** o cantos facetados. Pei (1936) indica que el pulido eólico es a menudo suprimido por un posible mayor estado de humedad posterior al pulido. Masson (1981a) anota al respecto una escasa o nula relación entre el bombardeo mecánico de los granos de arena y la aparición del lustre que nos ocupa, dada la movilidad a que estan sometidas las piezas y considerando el poder movilizador de cualquier depósito sobre las mismas por el constante bombardeo. No obstante, estas ideas entran en cierta contradicción con los hechos documentados por Stapert (1976) tras experiencias de bombardeo con arena sobre piezas de sílex. Observaba que cuando el bombardeo era intenso, a la par de una superficie extensamente picoteada no se indicaba ningún lustre. Sin embargo, este era evidente cuando se aplicaba un bombardeo de menor intensidad. Stapert (1976) concluía en que no existía correlación entre una elevada eolización y una

mayor intensidad del lustre, considerando entonces la posible presencia de un factor de naturaleza química que actue paralelamente en la producción de dicho lustre. Asimismo podemos apuntar la comprovación de Le Ribault (1977) de una película de sílice amorfo sobre granos de cuarzo detrítico sometidos a una fuerte eolización.

Tras estas ideas, nosotros consideramos que el lustre trata de una amorfización silícea superficial acaecida precisamente por las acciones mecánicas del bombardeo eólico. Esta hipótesis es totalmente aceptable si consideramos las observaciones de Le Ribault (1971, 1977). Dicho autor documentó en la naturaleza las experiencias de laboratorio de disolución de sílice y amorfización de la superficie de granos detríticos de cuarzo tras una trituración artificial. Estas experiencias y constataciones fueron ampliamente expuestas anteriormente; no obstante insistimos con sus propias palabras en "la existencia de una película de sílice amorfo en la superficie de cuarzo procedente de medios desérticos cálidos donde fueron sometidos a una violenta eolización" (Le Ribault, 1977:27). Ahora bien, ello no implica que un intenso bombardeo no elimine tal depósito de sílice amorfo, de manera que cabría mantener una sucesión de superficie lustrada/no lustrada en función de la intensidad y continuidad de la eolización.

Lustre fluvial.

Este lustre puede presentarse con diversa intensidad y asociado a una elevada variedad de huellas de origen mecánico. Las acciones mecánicas dan lugar en su conjunto a una abrasión de las aristas de mayor o menor intensidad. En líneas generales esta intensidad dependería de las características propias del material como de las características del medio (Shackley, 1974). En relación al medio, Masson (1981a) considera un episodio violento debido a la turbulencia presente en los cursos superiores donde la frecuencia de los choques dan lugar a estrías con rasgos de fricción (formas semicirculares continuadas sobre las estrías y abiertas en el sentido de la fricción y conos de percusión cuya insistencia da lugar a un triturado. Por otra parte, la llegada de estos guijarros a los cursos medio y bajos da entrada en la superficie de los mismos a una abrasión más moderada que producida por un componente más fino tendería a nivelar las superficies y a una progresiva desaparición de las huellas mecánicas previas. Estas mismas causas mecánicas fueron anotadas previamente por Shackley (1974). El rasgo de carácter mecánico más destacado es la abrasión de filos y aristas dando lugar a un embotado de los mismos.

Masson (1981a) anota la escasa posibilidad de que el lustre fluvial se presente como un depósito de sílice amorfo,

dada la escasa saturación en sílice de los medios fluviales. No obstante, ello entraría en contradicción con la constatación de Erhart de que "todas las aguas continentales tienen la suficiente sílice en solución verdadera para permitir la eclosión de un plancton silíceo (...)" (1973:70). Como en el caso del lustre eólico consideramos igualmente que el lustre fluvial responde en naturaleza a un depósito de sílice amorfa. Asimismo como en el caso anterior, ello no implica que tal depósito pueda ser desplazado por una fase de intensas acciones mecánicas o de otro carácter.

Lustre de manantiales.

Se trata de un tipo de lustre presente en sólidos silíceos asociados a sedimentos de manantiales ascendentes. Este lustre anotado en algunas publicaciones (Bordes, 1950; Balout, 1955; citados por Masson, 1981a) ha sido principalmente destacado por Masson (1981a, 1982).

El lustre puede presentarse tan intenso que llega a embotar los filos y hacer ilegibles los retoques en los artefactos. A veces los materiales estan exclusivamente lustrados por una sóla faceta (Masson, 1981a, 1982). Las observaciones de dicha autora al M.E.B. precisan los caracteres fenomórficos presentes. La superficie lustrosa

aparece alisada y documenta estrías muy finas de dirección y situación variables y con los márgenes difusos. Además, en los materiales observados por Masson se apreciaba una numerosa presencia de cavidades, círculos o subcírculos cuyas paredes se presentan siempre abruptas y a veces documentando varios tipos de depósitos.

Masson consideraba que en relación con sus materiales, tales depresiones circulares respondían a una disolución diferencial de los numerosos Radiciarios presentes. Asimismo, la genética de las estrías parecía indiscutiblemente de carácter mecánico. Los mayores problemas problemas interpretativos genéticos aparecían en la consideración del mismo lustre. Desechaba una disolución silícea como causa del mismo, dada la ausencia de cualquier desarrollo de porosidad. De igual manera desechaba la explicación de un depósito silíceo amorfo y en este caso por la inobservancia del cambio estructural en las zonas de transición entre las zonas lustrosas e inalteradas así como por la ausencia de las morfologías de tales depósitos presentan en granos de cuarzo detrítico según muestra Le Ribault (1977). De acuerdo con todo ello, Masson consideraba que el lustre era debido a una abrasión de la superficie a igual que las estrías.

Al contrario de las explicaciones Masson y sobre sus propias observaciones, nosotros, según la línea de explicación

genética que mantenemos para estos lustres y de acuerdo con trabajos diversos ya expuestos, reconoceríamos que las acciones mecánicas favorecerían o generarían disoluciones silíceas que llevaría a un depósito de sílice amorfo sobre los mismos sólidos abrasionados.

Lustre de espejo en contextos superficiales. Lustre de fricción y lustre de fractura.

Ya anotabamos anteriormente como ciertos lustres en espejo, concretamente el lustre de fricción, podía generarse en el interior de matrices edáficas. Estos lustres asimismo se pueden presentar en contextos superficiales. No obstante, más característicos de estos contextos serían los lustres en espejo generados en proceso de fracturación.

La fracturación hertciniana que documentan muchas rocas silíceas cuando son impactadas puntualmente por presión o percusión, da lugar a lascas con presencia de un leve aspecto de lustre ceroso generalmente localizado en el bulbo propio de este tipo de fractura. No obstante ocasionalmente aparecen zonas que acompañadas de finas estrías producen una elevada refracción de luz. Consideramos que el lustre trataría igualmente de una amorfización silícea localizada y generada ocyunturalmente tras una fuerte abrasión desarrollada en el

mismo momento de la separación de masa por dicha fracturación. Cabe entender aquí que estos lustres pueden ser generados en contextos naturales de insistente transporte o ya en los contextos de conducta antrópica que tratan de una transformación tecnológica de las rocas en cuestión.

La revisión de la literatura sobre los lustres naturales realizada en paginas anteriores plantea sin duda que tales caracteres fenomórficos pueden responder a diversas etiologías. Los contextos de producción de tales lustres pueden reflejar o no acciones mecánicas más o menos intensas y continuas. Los procesos genéticos por tanto pueden quedar centrados o no en acciones mecánicas. Las abrasiones o fricciones no siempre aparecen como agentes decisivos (lustre de suelo) pero son los más presentes. Paralelamente hay que tener presentes las acciones de índole químico. El resultado es siempre un pulido extendido o localizado acompañado o no (lustre de suelo) de huellas mecánicas y con un grado de reflexion de luz más o menos intenso (lustre). La naturaleza del lustre es casi siempre un tema de discusión y Masson (1981a, 1982a y b) siempre enfrenta el escaso conocimiento a cerca de los mismos en contra de las numerosas opiniones que consideran a los lustres como depósitos de sílice amorfa. Nosotros mismos hemos optado por esta postura no ya sin la intención de insistir en la necesidad de un mayor énfasis en la investigación de estos fenómenos. Nuestra opción como la de

otros investigadores centrados en la analítica de las huellas de uso considera que la naturaleza de los lustres queda inicialmente definida tras las experiencias de Aubry y otros (1975), Rottländer (1975a y b) y las anotadas y comprobadas por Le Ribault (1977). Bien es cierta la opinión de Masson (1982b) de una inadecuación de técnicas al objeto de estudio en el momento de conocer naturalezas químicas. Pero basandonos en las observaciones M.E.B. de Aubry y otros (1975) y Rottländer (1975a y b) así como las experiencias de solubilidad de la sílice por acciones mecánicas citadas por Le Ribault (1977) y la comprobación de este autor de la existencia de sílice amorfo a modo de película sobre granos de cuarzo detrítico tras dosificaciones colorimétricas en el curso de ataques químicos, podríamos concluir que los lustres responderían a películas de sílice amorfo generadas por agentes químicos y/o mecánicos. El más reciente trabajo interesado en descifrar la naturaleza de los lustres de uso a partir de difractogramas de rayos X anota ya una indiscutible naturaleza de sílice amorfo (Anderson, Gerfaud y Le Ribault, 1986).

c. Neogénesis no silíceas. Las superficies coloreadas.

Las alteraciones de las rocas silíceas no sólo tratan con la sílice presente. Todo el contenido químico entra en juego

con la propia química del contexto para dar por resultado las frecuentemente denominadas pátinas coloreadas (Masson, 1981a) o aditivas (Mansur, 1980). Ya que estas pátinas coloreadas tratan generalmente de impregnaciones de partículas coloreadas sería útil reconocer la distinción genética entre pátina y tintado, segun anota Zeuner (Goodwin, 1960).

Al inicio de este capítulo anotabamos algunos hallazgos de geologos y petrólogos al respecto, Brajnikov (1937) indicaba la presencia de una neogénesis mineral en la superficie de sílex en depositos residuales, la beidellita ferrífera. Paralelamente a la arenificación que supone la disolución diferencial de los minerales silíceos que llevan a la pátina blanca, Thiry (1973) indicaba una arcillificación mostrada por la neogénesis de esmectita aluminosa. Vila Boas (1975) documentaba definitivamente el intercambio químico con el medio. Considerando la presencia de superficies negras donde granos de arena y fragmentos de sílex aparecen cementados con material amorfo, no era de estrañar un aumento en el contenido de elementos a trazas en los sílex de las formaciones residuales, fenómeno que el mismo documentó y ha sido destacado posteriormente por otros autores.

Shepherd (1972) realizó una breve revisión de los cambios de superficies que tratamos en los sílex de la creta en formaciones residuales. Aparte de propios depósitos arcillosos

o implantaciones vegetales (líquenes, algas), dicho autor anota la aparición de diversas coloraciones. Las manchas negras son interpretadas como limonita (hidróxido de hierro) o psilomelana (óxidos hidratados de manganeso). Colores verdes y marrones amarillos o rojos serían debidos a la presencia de hierro en el entorno. El rosa es explicado en función del manganeso y el azul en relación al cobre.

Los estudios centrados en estos fenómenos son escasos. Hasta la actualidad han sido destacados los cambios de coloración debidos al hierro, con colores marrones, amarillos, y rojos, la llamada pátina negra causada por un diverso contenido químico y el denomiado "barniz del desierto" con participación de hierro y manganeso. Realizamos a continuación una revisión de tales fenomenos.

c.1. Las superficies marrones, amarillas y rojas. Rubefacción e impregnación de hierro.

Es bien conocido como determinadas rocas silíceas con contenido en hierro se enrojecen facilmente cuando son tratadas a las temperaturas alcanzadas por una combustión normal. Acaece de esta forma un tipo de rubefacción por fuego que trataremos posteriormente. No obstante, estas rubefacciones ocurren también en la naturaleza sin la

incidencia de altas temperaturas. Este enrojecimiento superficial explicado a partir de la sustitución del hierro presente en el interior y/o oxidación en la superficie de las piezas es apuntado por Rottländer (1975a) y mantenido por Stapert (1976) si bien esta genética no es destacada por Masson (1981a) aduciendo la mayor posibilidad de impregnación ferruginosa y fundamentalmente la presencia de superficies marrones, amarillas o rojas en sílex sin presencia de hierro. Nosotros consideramos que los cambios de coloración debidos por el hierro pueden proceder de una y otra y en función paralelamente del contenido químico de la roca silícea en cuestión como del medio detrítico que atraviesa. Nuestras observaciones exoscópicas nos han confirmado tal doble interpretación. Por un lado, superficies porosas marrón amarillentas o marrón rojizo en sílex grisaceos, aún con contenido en hierro, denuncia una impregnación de hierro en el marco de una impregnación arcillosa. Por otra parte, son corrientes en rocas con más o menos participación de Radiolarios y con coloraciones propias de los jaspes, ciertos enrojecimientos caracteristicamente en los extremos de las piezas. Esta coloración es más o menos superficial, no se acompaña de una porosidad que se insinue al binocular y siempre aparece en marcos superficiales reducidos, razones por las que ha sido interpretada como producto de disolucion por sustitución del hierro interior y su oxidación superficial, es decir, como una clara rubefacción.

Rottländer (1975b) anota que el color amarillo o maron es causado por óxidos e hidróxidos de hierro trivalente que son filtrados hacia la superficie por ácido hidroclórico o bien por cloruro de amonio. Mientras que la cantidad de hierro en el interior y exterior no presenta variación significativa, dicho autor reconoce que el hierro presente en el interior de los sólidos silíceos en la forma divalente es oxidado hacia la superficie en su forma trivalente.

La impregnación ferruginosa superficial es por otra parte muy corriente en medios detríticos y tradicionalmente apuntado como origen de las pátinas coloreadas que tratamos (Stapert, 1976). La relación de esta impregnación con la porosidad de la roca parece evidente, así como el origen pedológico o meteórico del hierro (Masson, 1981a). Si bien esta interpretación es mantenida tradicionalmente, sólo conocemos el invento de Hewitt (1915) por su reproducción en laboratorio, consiguiéndose un discreto color amarillo tras la inmersión de sílex en una solución de cloruro ferruginoso. Masson (1981a) anota tres puntos de nuestro interés en relación a esta pátinas coloreadas. Por un lado, este tipo de coloración tiende a ocultar de manera importante los caracteres genomórficos, con la consiguiente dificultad en las identificaciones petrográficas del material en análisis exoscópicos. Por otra parte, no nos sorprende que sin un adecuado conocimiento del fenómeno que tratamos muchos

materiales silíceos sean comprendidos y tratados como jaspes o sílex jaspoides (Simonnet, 1979; Masson, 1981a; Hure, 1922). Por último, Masson indica que estas pátinas coloreadas son precuaternarias e indican un medio de procedencia de terrazas o medios detríticos groseros.

c.2. La impregnación negra.

Se trata de un fenómeno de alteración muy escasamente anotado en la literatura arqueológica si bien existen mayores referencias en trabajos geológicos.

Aparece como un tinte negro superficial, a veces acompañado de una clara impregnación ferruginosa (Masson, 1981a) en guijarros generados durante el Terciario. Siguiendo la recopilación realizada por Masson (1981a), Meillet (1866-67) anotaba una naturaleza centrada en óxido ferroso anhidoro y Hue (1929) posteriormente obtuvo un ennegrecimiento intenso introduciendo fragmentos de sílex en una solución de sulfihidrato de amoniaco. Sin duda, los recientes análisis de Badia y otros (1977) han clasificado significativamente su naturaleza y anotado importantes cuestiones acerca de su génesis. Dichos autores indican un enriquecimiento moderado en Fe, Ba, Al, Ti, Mn, Mg, Pb, Ca y Cu de la superficie con respecto el núcleo de los guijarros. La referencia por otra

parte a desechos orgánicos evolucionados (desechos celulósicos) hace pensar que el origen de esta impregnación acaezca en un medio tropical humedo continental donde sean frecuentes depósitos de algas sobre material detrítico a lo largo de corrientes de régimen regular.

c.3. Barniz del desierto.

Esta denominación tradicional, más común que pátina del desierto (Focault y Raoult, 1985), corresponde a una impregnación oscura rica en manganeso y hierro a modo de un delgado nivel de pocos a unos 100 mm. que puede presentarse en muy diversas rocas. Generalmente se ha admitido que el barniz del desierto, como la propia denominación indica, se generaba exclusivamente en medios secos-áridos. Ello posiblemente ha sido la causa de que no existan más que cortas referencias al fenómeno en cuestión en los trabajos centrados en las alteraciones de las rocas silíceas que nos ocupan, normalmente referidos a materiales hallados en medios no desérticos. No obstante, se trata quizás del fenómeno de alteración más investigado y desde la publicación clásica de Engel y Sharp (1958) se ha desarrollado diversas aproximaciones al fenómeno a las que nos referiremos a continuación de manera sintética.

La impregnacion consiste a nivel microscópico de una

alternancia de niveles claro oscuros y con variación química entre ellos. Parece ser que el barniz se desarrolla vertical y lateralmente a partir de un núcleo primario. La composición química varias de roca a roca (sustrato) y en un mismo especimen ya lateral o verticalmente. El conjunto del contenido es propiamente amorfo. Opticamente se pueden distinguir el propio barniz con composición de manganeso y hierro y cúmulos de material detrítico, principalmente arcilloso, que puede presentarse entre el 30-70% de la composición total de la impregnación. Los sondeos indican que el nivel interno del barniz presenta una composición algo dependiente de la roca sustrato, interpretándose en este sentido tal composición interior como alteración de la propia roca. La razon FeO:MnO decrece generalmente hacia el exterior del barniz. El material detrítico arcilloso ha sido alguna vez especificado de la siguiente manera: Na 0,2 F 0,3 (Al 1,6 Mg 0,3 Fe 0,2) (Si 3,5 Al 0,5 O 10) (OH)2. Si bien a veces se indican como anotabamos relaciones composicionales con la roca sustrato, la observación otras veces de un límite marcado entre el barniz y el sustrato lítico hace pensar que la implantación arcillosa sería seguida por una génesis del barniz cementante a partir de ella. (Hooke y otros, 1969; Potter y Rossman, 1977; Perry y Adams, 1978).

Si bien las cuestiones genéticas apuntadas son consideradas aun hipotéticas, lo cierto es que el fenómeno no

parece desarrollarse exclusivamente en regiones secas y áridas, como tradicionalmente se ha atribuido (Hooke y otros, 1969; Perry y Adams, 1978). Hooke y otros (1969) recogen referencias de hallazgos de impregnaciones oscuras ricas en Fe y Mn sobre rocas presentes en la Antártida, costa atlántica de USA, regiones húmedas cerca de glaciares y en picos montañosos elevados. Esto nos invita a pensar hasta que punto se diferencia en ciertos casos este barniz del desierto con la pátina negra que anteriormente describimos.

Si bien es de destacar para los intereses de este trabajo que el barniz del desierto es un fenómeno generado en medios detríticos, el principal interés para los arqueólogos se ha centrado en las posibilidades de acción que ofrece, si bien aún no han sido definitivamente clasificados (Goodwin, en Heizer y Cook, 1969; Hayden, 1976; Potter y Rossman, 1977).

c.4. Superficies corticales en medios detríticos.

Es bien conocido como los guijarros silíceos que han sufrido un largo transporte a la vez de una constante impregnación de diversos materiales en indudable compañía de otras alteraciones, presentan superficies corticales, generadas corrientemente en medios detríticos de origen fluvial (terrazas), glaciar (depósitos glaciares) y marino (playas).

Se trata por supuesto de superficies corticales bien distintas en genética a los córtex de origen diagenético. En su formación había que anotar una paralela participación tanto de la roca silícea como de los materiales del medio detrítico. No es desconocida la denominación de "córtex fluvial" empleada a veces en trabajos arqueológicos, pero en cualesquiera de las disciplinas que tratan de rocas silíceas el fenómeno en cuestión no presenta aún ni siquiera un esbozo analítico a no ser las escasas anotaciones de Shepherd (1972).

Se trata de superficies alisadas a veces con cierto pulido y coloraciones amarillas, marrones o rojizas que hacen pensar en una significativa participación de hierro. Desilicificación, disolución de otros elemento en la roca y entradas de materiales alóctonos a la misma junto con concreciones arcillosas y/o calizas en medios fluviales de escaso poder de transporte o bien aparición de una superficie de alteración fruto del intercambio de materiales y neogénesis junto con un más o menos constante transporte que alisa y pule tal superficie, propiamente en medios fluviales de gran poder de transporte o en playas actuales, son procesos que se deben tener presentes en el momento de cualquier intento de explicación genética.

Shepherd (1972) anota una serie de caracteres que pueden acompañar a estas superficies. Bandas, surcos, perforaciones y

sobre todo diversos rasgos de expresión mecánica (estrías, conos de percusión, etc.) son caracteres bien presentes en guijarros que en medios detríticos y transportados, claramente en las playas actuales, presentan morfologías de significativo redondeamiento que se estabilizan normalmente en formas ovaladas.

Estas superficies corticales son de gran importancia en el momento de juzgar las procedencias, siempre centradas en depósitos detríticos fluviales, glaciales y litorales marinas o similares. Un ejemplo suficientemente conocido y destacado en los trabajos con intereses petroarqueológicos es el sílex errático presente en los depósitos glaciares de Europa del Norte.

3.2.A.2. Ateraciones mecánicas.

Las huellas de expresión mecánica son de una gran importancia para nuestros intereses porque las mismas pueden ser una fuente de enorme relevancia que clarifique junto con los rasgos fenomórficos de caracter químico, el contexto detrítico genético y por tanto, el contexto de procedencia. Si bien nuestro fin es clarificar las diversas procedencias de medios detríticos, los rasgos que nos ocuparán como los propiamente químicos tratan por otra parte de un tema donde ya

petroarqueólogos como los analistas de huellas de uso tienen un mutuo interés, estos últimos para discernirlos sin problemas de las huellas de uso proyectadas en los utiles durante el uso de los mismos.

Es evidente que los conjuntos detríticos de rocas silíceas se inician precisamente tras acciones mecánicas. Como ya hemos anotado los diversos fenómenos y procesos de meteorización sobre las exposiciones de las rocas en sus respectivos afloramientos y, bastante normalmente, las actividades antrópicas de explotación de las mismas rocas, dan lugar a los depósitos residuales sobre tales afloramientos, desde donde se inicia el transporte y la configuración de los depósitos tipicamente detríticos.

Se pueden aislar dos procesos genéticos de los rasgos que nos ocupan. Por un lado, los cambios térmicos siempre presentes dan lugar a gelifracciones caracterásticas, por otro, el transporte de los materiales silíceos, con una lógica presencia de choques y fricciones, producen asimismo huellas típicas. Expondremos a continuación los tipos de huellas mecánicas y sus correspondientes caracteristicas en función de ambas genéticas.

a. Huellas debidas a causas térmicas.

Las huellas mecánicas cuya producción queda relacionada con causas térmicas son muy concretas y fáciles de identificar. Alguna de estas huellas son identicas a las producidas por el sometimiento de las rocas silíceas al fuego que como acción antrópica expondremos posteriormente.

Aunque las huellas mecánicas debidas a causas naturales térmicas son mencionadas en muchos trabajos relacionados con industrias líticas, los que centradamente las tratan son escasos (Doize y Morosan, 1931; Pei, 1936; Starpert, 1975, 1976; Masson, 1981a).

Los hechos térmicos causantes de estas huellas mecánicas pueden ser heladas o desecasion prolongadas así como la insistencia periódica de fuertes gradientes térmicos. Según los trabajos antes citados, estos hechos se relacionan con huellas mecánicas de la manera siguiente: gelivación; red poliédrica de grietas, fracturas ortogonales y fracturas cupulares; desecación: fracturación laminar; fuerte gradiente térmico diario: cúpulas.

Las huellas en contextos de gelivación acaecen tras la entrada de agua en las rocas silíceas y el aumento de volumen que supone su elevado enfriamiento. La porosidad siempre presente en esta roca y aumentada por la frecuente presencia de relictos inorgánicos u orgánicos, la abundancia de agua y

bajas temperaturas serían las tres variables a considerar. Teniendo presente una penetración profunda del agua y una latente red estructural poliédrica en los silex, la gelifracción en red poliédrica no plantearía grandes problemas genéticos. La intensificación del fenómeno llevaría más o menos a una fracturación que daría lugar a clastos más o menos ortogonales. Las fracturas cupulares presentan una silueta circular o subcircular y superficies de desprendimiento característica. Anillos más o menos concéntricos iniciados desde el centro, a veces característicamente señalado por un relicto orgánico o no, se desarrollan en una superficie rugosa creada en sí misma por entrantes o salientes puntiagudos que en su continuidad circular dan lugar a los anillos mencionados. Esta descripción corresponde a Stapert (1976) así como la **figura 23** que contempla la diferencia entre una superficie de franctura hertciniana y este tipo de fractura considerada. Para la producción de estas huellas, las piezas pueden soportar la helada en superficie o bien en el interior de matrices edáficas que pueden en sí mismo helarse. Al respecto, Masson (1981a) recuerda la similitud entre la red de fractura poliédrica que hemos anotado con los suelos poligonales mioturbados.

Los efectos mecánicos de la desecación (medios desérticos o húmedos) han sido muy escasamente tratados en la literatura que nos concierne (Doize y Morosan, 1931: Masson, 1981a). La

pérdida de agua parece ser la causa de la aparición de largas grietas paralelas u ortogonales que darían lugar a la aparición de clastos laminares donde evidentemente faltan los ragos mecánicos de la fractura hertciniana.

Por último, los autores mencionados en este epígrafe consideran que un fuerte gradiente térmico diario, considerando la entrada/salida de agua y los bruscos cambios térmicos, daría lugar a las mismas fracturas cupulares que hemos descirto anteriormente.

b. Huellas mecánicas en contextos de transporte.

Las huellas mecánicas a considerar son producidas por el contacto de sólidos bien en medios de transporte superficial o en matrices edáficas sometidas a pedoturbaciones. Choques, presiones y fricciones son las acciones que darían lugar a las huellas que aquí nos interesan, a saber, conos de percusión, fracturas hertcinianas, estrías y huellas de frotamiento principalmente. Es de recordar que estas huellas se generan igualmente en las conductas tecnológicas y de uso referidas a estas rocas. Es por esta razón por lo que tecnólogías y fundamentalmente los analistas de estas huellas de uso retienen la genética natural de estas huellas con el objetivo de evitar una confusión con las mismas huellas causadas por

aquella doble conducta humana.

Fracturación hertciniana de genética natural. Conos fracturas y redondeamientos.

La fracturacion hertciniana propia de la explotación tecnológica de las rocas silíceas en la prehistoria acaece también naturalmente tras las percusiones o presiones a que se someten estas rocas en diversos contextos detríticos superficiales o incluso en el interior de matrices sedimentarias. Aún considerando que las rocas silíceas se incluyen en un conjunto de rocas que presentan la mayor durabilidad por abrasión en contextos de transporte (Abbot y Peterson, 1978), los efectos de estas acciones mecánicas son considerables y claramente detectables, como clarifica Le Ribault (1978) para los cuarzos detríticos.

El desgaste de los filos de los clastos siliceos incluidos en los medios detríticos representados por los cursos de agua, anotado por Davis, es definido de manera más centrada por Shackley (1974). La razón de abrasión es proporcional a la dureza relativa de la roca silícea, la velocidad de la corriente, la forma y el tamaño del abrasivo. Ello implica una evidente dependencia de la razón de abrasión con respecto a los cursos alto, medio y bajo de la corriente.

Las huellas a considerar en estos medios tratan del proceso general de fracturación hercinianа tras los choques o percusiones y expresadas en conos hercinianos en las superficies que sólo en los filos consiguen la fracturación a modo de microlascas y que en conjunto dan al filo un aspecto triturado. Este triturado aumenta la anchura del filo y desde aquí se llega a un equilibrio mediante su progresivo redondeamiento.

En otros medios detríticos sometidos a transporte, la graviturbación en los depósitos de ladera, el arrastre glaciar o el transporte en medios litorales, habría que considerar similares variables y huellas mecánicas sobre los clastos o artefactos en rocas silíceas.

Por lo demás, los movimientos de componentes materiales en suelos sometidos a pedoturbaciones (crioturbación, solifuxión, etc.) llevan a expresar en sus superficies similares huellas a las anotadas anteriormente, ahora generadas tras la presión al aparecer puntos de contacto entre los sólidos. Si bien no existen trabajos centrados en estas huellas tal y como producidas en estos contextos, los recientes trabajos interesados en los de huellas de uso sobre artefactos silíceos han retenido su importancia con el fin de inferencias adecuadas (véase p. ej. Keeley, 1980). Al respecto han sido las matrices edáficas de los registros arqueológicos

los contextos que han soportado las explicaciones genéticas para las huellas mecánicas no conductuales presentes en los artefactos. Es suficientemente conocido como los artefactos una vez desechados por el hombre entran a participar en los procesos naturales propios del contexto arqueológico. Desde los diversos fenómenos superficiales (pisoteo, p. ej.), el entrenamiento, los artefactos presentarían un microlascado en los filos, a veces denominado pseudoretoque por los arqueólogos, microlascado cuyo aspecto irregular es inconfundible con otras huellas propias del uso de los artefactos (pulidos, estrías). La literatura especialmente relacionada con esta analítica de las huellas de uso es prolija en la especificación de los diversos fenómenos que contribuyen a estas huellas.

La incidencia de estos diversos fenómenos da lugar a clastos con características de fracturación similares a los artefactos. Han sido denominados pseudoartefactos por Starpert (1976) y su reconocimiento llevó a la clarificación del problema de los eolitos (véase p. ej. Barnes, 1939).

Huellas de frotamiento. Estrías y huellas en U.

Los mismos contextos detríticos considerados anteriormente son contextos potenciales de producción de estas

huellas de fricción. Generalmente estas huellas han sido destacadas en la literatura conjuntamente con los lustres naturales a igual que ocurre con respecto a los lustres de uso. A igual que anteriormente, la literatura referida a las huellas de uso sobre artefactos líticos tallados, aparte de tratar en extensión las propias huellas de fricción debidas al uso, destacan huellas similares debidas a los procesos naturales que nos ocupan.

Es por este motivo que al igual que en el caso de las huellas tratadas anteriormente, las estrías naturales han sido destacadas en artefactos y son los contextos edáficos de los registros arqueológicos donde evidentemente se contextualizan sus procesos de formación.

Muy de acuerdo con las observaciones de Le Ribault (1977) sobre cuarzos detríticos, Starpert (1976) plantea de manera centrada las huellas que nos ocupan. Ambos autores coinciden en que estas huellas pueden ser de dos tipos, estrías y huellas en U, denomianadas por Starpert como "conos de presión". No es extraño que ambas huellas aparezcan en una misma área o incluso asociadas, dando lugar a figuras denominadas por Le Ribault como "espinas de pez". La fig. 24 de Starpert (1976) es ilustrativa de la descripción que sigue. Estas huellas son visibles a partir de un estereomicroscopio.

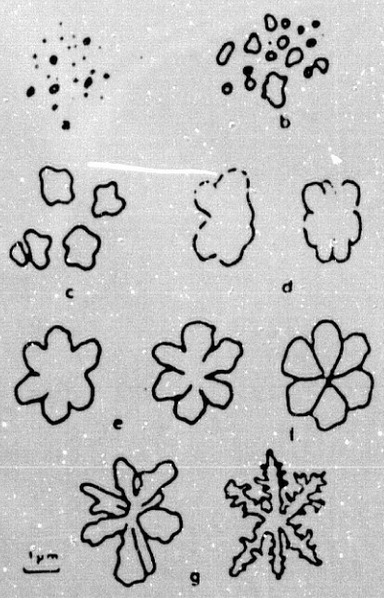


Fig.21_Los diferentes tipos de flores de silice (según le Ribault, 1.977, fig. 20).

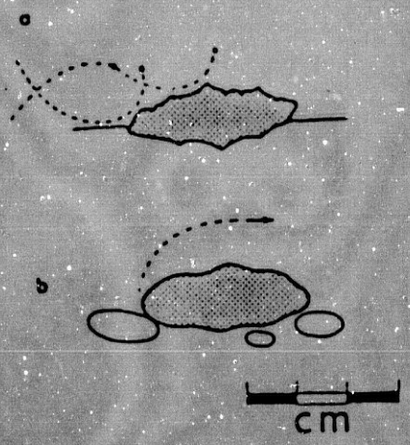


Fig.22_Mecanismos de abrasión. a eólicos b.fluvial (según Davis, 1.967, fig. 2).

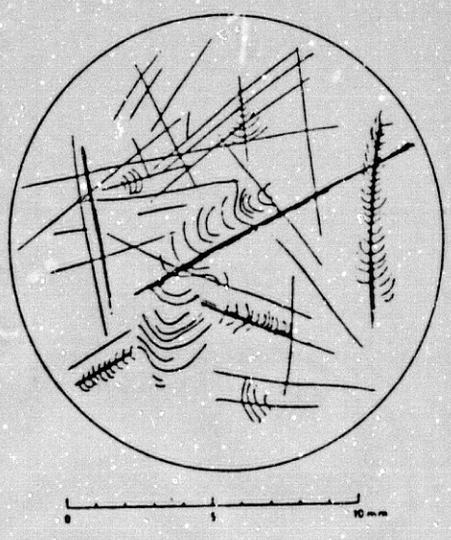


Fig.23.Estrias y figuras de vibración en U (según Stapert, 1.976, fig. 24).

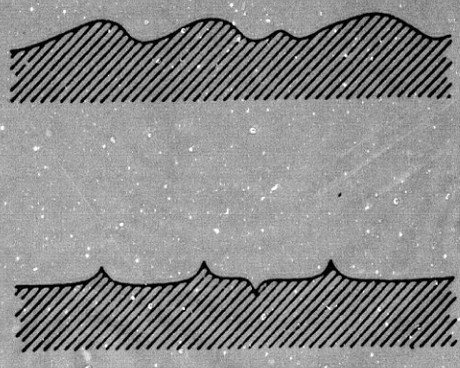


Fig.24.Diferentes aspectos superficiales entre una superficie de fractura hertziniana y otra afectada por fracturas de helada (según Stapert, 1.976, fig.10)

Las estrías aparecen principalmente sobre las partes más planas y aparecen en grupo, sin dirección homogenea en conjunto aunque se asocian en series de dos-tres estrías que corren paralelas. A veces las estrías aparecen segmentadas. En líneas generales, las estrías pueden estar asociadas a las huellas en U anotadas así como a fracturas microscópicas en los filos de las piezas o "pseudoretoques". Starpert considera que estas estrías son generadas por fricción con granos de arena u otras partículas finas.

Las huellas en U o "conos de presión" aparecen fundamentalmente en las zonas prominentes de las piezas. Ocurren agrupadas sin ninguna asociación direccional. Interpretadas por Starpert en la línea de los incipientes conos de percusión, es decir, conos de inicio de fractura hertciniana, dicho autor considera que son producidos por un fuerte frotamiento con rocas más blandas que la propia roca silícea.

3.2.B. Los caracteres fenomórficos de genética antrópica. Las alteraciones térmicas por acción del fuego.

Ya hemos anotado como la conducta humana de explotación de las rocas silíceas contribuye de forma considerable a la génesis de depósitos detríticos de tales rocas ya en los

depósitos primarios (depósitos residuales), ya a un énfasis en el volumen del componente clástico síliceo en los depósitos secundarios. La consiguiente transformación tecnológica de estas materias primas y en fin, el proceso de uso al que se dedican los artefactos, proyectan sobre las mismas huellas que son suficientemente conocidas por las correspondientes analíticas tecnológica y funcional de esta cultura material prehistórica. Sería evidente comprender la necesidad de un adecuado conocimiento de estas huellas, tecnológicas y funcionales, para la analítica que nos ocupa, con el fin de evitar toda posible confusión entre estos caracteres fenomórficos y los propiamente genomórficos y similares fenomórficos indicadores de una procedencia última detrítica. Una exposición general de estas huellas tecnológicas y funcionales puede consultarse en el programa general de este proyecto de investigación y eludimos aquí un mayor énfasis en las mismas considerando el amplio conocimiento existente al respecto así como el fácil discernimiento que posibilitan ante problemas etiológicos.

No obstante, uno de los hechos relacionados con la manipulación antrópica de estas rocas contribuye claramente a transformaciones de gran amplitud de los caracteres genomórficos. Nos referimos concretamente a las alteraciones térmicas de origen pírico. Dichas transformaciones plantean serios problemas en el momento de identificar la materia prima

que ha soportado la alteración térmica. El desconocimiento de la genética de estos rasgos fenomórficos puede llevar a la identificación de erroneas procedencias tras la creación de falsos tipos petrográficos.

Actualmente es suficientemente conocido como la disposición a la fracturación de las rocas silíceas es posible prepararla por determinados tratamientos según los requerimientos tecnológicos que se persiga. En este sentido, el tratamiento térmico de estas rocas es uno de los aspectos de la pirotecnología primitiva, asimismo aplicado en canteras y minas para facilitar la explotación de las rocas (Perles, 1977), tratamiento que ha sido ampliamente confirmado en trabajos etnográficos y en ciertos contextos prehistóricos. Es un realidad al parecer uno de los procesos de preparación de estas materias primas para la talla ante determinadas limitaciones de las mismas y ante concretos requerimientos tecnológicos. Frente a este tratamiento que necesita temperaturas propias de combustiones y que entre otras transformaciones definidas en secuencia se llega a una determinada deshidratación de la roca, recordamos que a veces se ha destacado una hidratación de la roca como técnica para lograr una mejora tecnológica. No se han anotado transformaciones que mediante este último tratamiento lleven a serias modificaciones de los caracteres genomórficos de nuestro interés. Referencias al respecto del mismo tratamiento

pueden consultarse en el programa general del proyecto de investigación de artefactos líticos tallados que presentamos.

Paralelamente a este tratamiento térmico claramente intencional para lograr una mejora del comprtamiento de fracturación de la roca y que evidentemente se puede definir como piroTecnología de las materias primas destinadas a manufacturas talladas, las rocas silíceas en los contextos de habitación soportan otras alteraciones térmicas píricas no intencionales, en evidente relación con la presencia del fuego intencional o no en el contexto de habitación. La conducta de rechazo de la cultura material da lugar a contextos de desechos de diversa programación en c cerca de los propios suelos de habitación y por tanto en el mismo contexto espacial donde se desarrolla la conducta humana relacionada con tal habitación. Los desechos líticos, acaecidos tras el proceso de manufactura o tras el desgaste por uso de los útiles líticos, acaecen pues en lugares donde el fuego intencional (hogares p. ej.) o no intencional (caso de fuegos fortuitos de las estructuras de habitación) pueden llevar a alterar termicamente tales desechos líticos. El fenómeno acontece pues cuando los artefactos estan próximos o en la propia superficie que defina a los suelos de habitación y sería por tanto un fenómeno penecontemporáneo de la deposición o del rechazo material por los grupos humanos.

Fuese intencional o no, la alteración térmica de este tipo lleva a una secuencia de transformaciones sobre las rocas definidas en función de la aparición más o menos jalonada de concretos caracteres fenomórficos. Tanto la frecuencia como los caracteres fenomórficos que la definen se presentan muy bien conocidos tras la realización de diversos trabajos experimentales emprendidos por la constante información etnográfica de esta pirotecnia así como por la frecuente presencia de fragmentos líticos con evidentes huellas de alteraciones térmicas en los contextos de recuperación arqueológica. Tales experiencias, al asegurar la secuencia de rasgos fenomórficos, posibilitan en muchos casos la inmediata identificación de tal alteración en cualquier grado de su desarrollo. En definitiva, se posibilita una rápida identificación de los desechos líticos que han soportado una alteración térmica no intencional. Sin embargo el tratamiento térmico sólo proyecta muy leves transformaciones exoscópicas. Aquí radica una de las principales dificultades para inferir dicho comportamiento. La importancia del mismo ha centrado ultimamente los intereses en la transformaciones térmicas.

El interés de la petroarqueología de las rocas silíceas al respecto de las alteraciones que nos ocupan es identificar a las mismas en cualquier grado que lleve a una modificación de los rasgos genomórficos de las rocas silíceas como materias primas. El interés por la intencionalidad de la alteración, es

decir, la inferencia de tratamiento térmico o pirotecnológico de las rocas es tema ya de los estudios tecnológicos, interesados además en la concreta situación de tal tratamiento térmico o pirotecnológico de las rocas es tema ya de los estudios tecnológicos, interesados además en la concreta situación de tal tratamiento en la correspondiente cadena de transformación tecnológica. Nuestro interés es pues aislar cualquier grado de alteración térmica de manera que evitemos confundir los correspondientes caracteres fenomórficos con caracteres genomórficos (Inizan y otros, 1976-77) y que tal confusión no nos lleve a erróneos planteamientos en nuestra disciplina, desde la configuración de tipos petrográficos hasta su asignación a determinados contextos geológicos. Es fácil conocer la alta posibilidad de la construcción de erróneos planteamientos al respecto sino se tiene debidamente presente la frecuencia de estas alteraciones. El caso citado por Masson (1981a) en contextos arqueológicos neolíticos de Siria es simplemente uno de los constatados. La frecuente finalización de la habitación por incendios de estas aldeas neolíticas afectó profundamente a los desechos líticos sobre los suelos de habitación de tal manera que en Tell Mureybet se consideraba la existencia de un sílex geneticamente negro, cuando no era más que el resultado de alteración térmica. Aislado el conjunto lítico alterado termicamente nuestro objetivo es simple en formulación pero a veces de complicada resolución: inferir los tipos petrográficos que han soportado

tales alteraciones. Por el momento, la exposición que sigue persigue exclusivamente clarificar la identificación de alteraciones térmicas.

Tras la ya anotada información recibida de contextos etnográficos, el interés por las alteraciones térmicas, guiado fundamentalmente para destacar tratamiento intencional, presenta sus primeros estudios en la literatura americana. Tras la amplia constatación de que el tratamiento térmico era realizado para facilitar la manufactura de talla por presión, Crabtree realizó las primeras inferencias al respecto sobre industrias prehistóricas tomando en consideración de manera fundamental la presencia de un típico lustre producto de alteración térmica sobre los retoques planos resultantes de la talla por presión (Crabtree y Butler, 1964). Paralelamente, Bordes (1967, 1969) asumía tal tratamiento en industrias prehistóricas europeas. Salvo alguna excepción (Inizan y otros, 1976-77), los estudios europeos al respecto se paralizan durante toda la decada de los 70, cuando se producen trabajos americanos de gran importancia, utilizándose por primera vez técnicas de acceso de gran resolución a varios niveles. No será hasta principios de la decada de los 80 cuando los trabajos europeos alcanzan el nivel de especialización logrado (Inizan y otros, 1976-77; Masson, 1981a y Seitzer y Larsson, 1982).

La mayor parte de los trabajos tratan la secuencia de transformaciones centrándose generalmente en algunos de los aspectos de la misma e implicando a lo sumo en los análisis a artefactos prehistóricos donde probar la resolución de los diferentes tests en el momento de identificar tratamiento térmico. Las experiencias asumen tres variables independientes: temperatura, tiempo de esposición y naturaleza de la roca silícea. Al respecto de la temperatura se asumen las limitaciones entre 500ºC y 800ºC según proporcionan respectivamente la combustión de carbón y madera (Mandeville, 1973). En el proceso de calentamiento se proponen atmósferas oxidantes (oxígeno) o reductoras (hidrógeno), a veces plantadas estas últimas introduciendo las piezas experimentales en baños de arena, suponiendo asimismo un importante aislamiento de las rocas al contacto directo con el fuego. En los procesos experimentales de tratamiento se plantea la relación aumento de temperatura/tiempo, considerándose especialmente el tiempo de exposición a la máxima temperatura planteada y en definitiva procesos de calentamiento lentos o rápidos que concluyen igualmente en enfriamientos lentos o rápidos. El material sometido a estas experiencias ha sido generalmente sílex aunque en algún trabajo se ha trabajado con novaculita (Flenniken y Garrison, 1975). No obstante se reconocen variaciones cuantitativas y cualitativas en los rasgos de transformación en relación a la petrografía específica del sílex tratado.

Los resultados de estas experiencias se pueden traducir a dos planos. Por un lado y en líneas generales muy dependientes de la temperatura, se destacan transformaciones exoscópicas de tan inmediata detección como a simple vista. El interés por explicar estas transformaciones así como llegar o objetivar el tratamiento térmico de interés tecnológico ha llevado al empleo de técnicas de alta resolución en varios aspectos. Esots dos accesos serán comentados separadamente a continuacion.

3.2.B.i. Alteraciones exoscópicas de detección inmediata.

La simple experiencia de un progresivo calentamiento da lugar a una progresiva secuencia de transformaciones de carácter químico y posteriormente mecánico centrados en coloración, lustre y fracturación.

a. Tranformaciones químicas.

Coloración.

Rubefacción.

Las investigaciones coinciden plenamente en que esta transformación del color se debe a los minerales secundarios o accesorios y por tanto no siliceos contenidos en las rocas silíceas. La explicación se centra en la presencia de Fe (Klippel, 1970; Mandeville, 1973; Purdy, 1974; Purdy y Brooks, 1974; Inizan y otros, 1976-77; Seitzer y Larsson, 1982; Schindler y otros, 1982; Price y otros, 1982). El cambio de coloración estaría en principio relacionado con la naturaleza de la atmósfera que rodea a las piezas. No obstante esta lógica relación con la naturaleza de la atmósfera no aparece decididamente anotada en la literatura. Mientras que a veces se anota una evidente tendencia a colores grises en atmósferas reductoras conseguidas cubriendo a las piezas en un baño de arena (Rowlett y otros, 1974; Seitzer y Larsson, 1982), Schindler y otros (1982) no anotan ninguna diferenica exoscópica en la secuencia del cambio de color de jaspes amarillos hacia la rubefacción, según su experiencia en una atmásfera reductora a base de hidrógeno seco. En líneas generales, todas las experiencias muestran que la secuencia del cambio de color marca una tendencia hacia tonos oscuros y rojizos que finaliza en una rubefacción de diversa caracterización. Schindler y otros (1982) indican que al respecto de los jaspes amarillos se aprecia la siguiente secuencia: amarillo oscuro --> (amarillo osbcuro) + rojizo --> rojo oscuro. La variación del color es frecuente valorada en función del código Munsell (Seitzer y Larsson, 1982; Price y

otros, 1982). El progresivo cambio de coloración es evidente en las anotaciones de Inizan y otros (1976-77) **(fig. 25).**

Esta secuencia del cambio de color queda más estrechamente ligada a la temperatura absoluta alcanzada que a la relación tremperatura/tiempo (Masson, 1981a; Price y otros, 1982). Las diversas experiencias anotan que el cambio de color se detecta a simple vista generalmente a partir de 250°C (Purdy, 1974; Masson, 1981a y b; Price y otros 1982). No obstante, asimismo se anotan cambios a más elevadas temperaturas, caso de los 350°C de la experiencias de Inizan y otros (1976-77) y Masson (1981a y c) o de un cambio detectable a partir de 100°C en relación con la anotada secuencia del cambio de color especificaca por Schindler y otros (1982), si bien es interesante anotar que la rubefacción se consigue en este caso a partir de los 250°C. Parece evidente como anota Masson (1981a y c) que esta variada propensión a la rubefacción queda estrechamente dependiente de la cantidad en Fe de la roca silícea. En este sentido dicha autora establece la lógica relación de que a mayor cantidad de Fe presente menos temperatura absoluta se requiere para lograr una visible rebefacción: silex con dosis de 330 y 100 ppm. en Fe rubefactan a 350°C, mientras que las dosis de Fe de 4.640-4.800 ppm. enrojecen claramente a 250°C (Masson, 1981a y c. Si consideramos la alta tenencia en Fe de algunas rocas silíceas, claramente de ciertos jaspes, a veces cerca de 6.000

ppm. (Thurston, 1972), podríamos comprender el cambio de color a temperaturas tan bajas como 100°C, segun anotan Schindler y otros (1982). Parece pues probarse una dependencia directa entre tenencia en hierro y temperatura en la aparición de rubefacciones (la fig. 26 expresa estas asociaciones). En este sentido, los resultados de las experiencias anotadas contradicen como apunta Masson (1981a y c) las observaciones de Purdy y Brooks (1971), quieres limitan la posibilidad de rubefacción a rocas silíceas cuya tenencia en Fe sea inferior a 1.100 ppm. Si la tenencia en Fe condiciona la temperatura del cambio de coloración, parecería evidente considerar que la distribución del Fe en las muestras de experimentación se revelaría directamente en relación con la proporción de la rubefacción. Ello ha sido claramente señalado por Masson (1981a): la rubefacción se subraya en determinados puntos indicando pequeñas geodas o framboides de pirita, cops de talla variable, aureolas concéntricas alrededor de oolitos, empaquetamiento alrededor de las espículas impregnadas de hierro. La rubefacción nos ha indicado en exoscopia y con la ayuda del binocular la naturaleza férrica de muchas partículas coloreadas en el cemento siliceo. Si bien esta distribución horizontal de las partículas rubefactadas reflejan la distribución del Fe establecida en la diagénesis de la roca silícea, la distribución en profundidad de esta rubefacción dependería de la temperatura alcanzada así como de su mantenimiento temporal (Schindler y otros, 1982). La

rubefacción, como fenómeno superficial, es claramente explicable considerando que es la superficie la que soporta directamente el calentamiento y la oxigenación (Masson, 1981a; Schindler y otros, 1982). Debe comprenderse que el cambio de coloración que supone la rubefacción debe explicarse en relación a las transformaciones soportadas por los minerales de hierro presentes en las rocas silíceas. Efectivamente, aparece un enriquecimiento en oxígeno de los compuestos de hierro presentes, ya óxidos o hidróxidos. La oxigenación de la goethita y su consiguiente transformación en hematita fue ya comprobado por Klippel (1970) al respecto de este tratamiento térmico de las rocas silíceas. En este orden de cuestiones son de interés las constataciones de Schindler y otros (1982). Al comprobar dichos autores el progresivo cambio de color ya anotado del amarillo al rojo, sometieron las muestras a difracción de rayos X. Tanto las muestras no tratadas como las alteradas termicanente revelaron cuarzo α sin cambios apreciables en las líneas, a la vez que las observaciones de láminas delgadas o el M.E.B. apoyaban esta nula variación en la mineralogía silícea, de acuerdo por otra parte con las observaciones de Purdy y Brooks (1971). Sin embargo, la difracción de rayos X mostraba un cambio en la mineralogía del hierro presente. Mientras que las muestras no alteradas presentaban goethita pobremente cristalizada (α- FeO (OH), F_2O_3, H_2O), las mismas muestras tratadas termicamente presentaban ya hematita alfa bien cirstalizada (α - F_2O_3). La

tranformacion ocurriria según la reacción 2 ($FeO,\cdot OH$) --> $Fe_2O_3 + H_2O$ (g)] y esta descomposición de la goethita fue comprobada asimismo por análisis gavimétrico térmico y análisis térmico diferencial. Ya que el hierro permanece trivalmente en ambos minerales, el cambio de color sería debido a la respectiva interacción de los aniones OH^- y O^{-2}, según se reemplazaran en los poliedros de los cationes de Fe^{+3} (Schindler y otros, 1982).

Si bien Purdy (1974) no aconseja guiarse de la presencia/ausencia de rubefacción para inferir alteración térmica, teniendo en cuenta su premisa de limitar dicho cambio a materiales con menos de 1.100 ppm. de Fe, Masson (1981a) y la mayor parte de las experiencias especifican que se trata generalmente del primer cambio exoscópico observable, sólo a veces escasamente posterior al lustre térmico que expondremos posteriormente. No obstante y si bien la rubefacción como resultado de alteración térmica es a veces fácil de intuir hemos de mantener que una fideligna detección del fenómeno depende de su asociación en las muestras con otros rasgos fenomórficos resultado de tal alteración y/o de la familiaricad del analista con los caracteres genomórficos de las rocas silíceas manipuladas por el hombre en el asentamiento bajo estudio.

Blanqueado.

El blanqueado del material sometido a alteración térmica apararece a temperaturas mucho más elevadas, temperaturas que generalmente sobrepasan la banda térmica donde se presenta la mejora tecnológica sobre el material. Es quizás por este motivo que este carácter fenomórfico no sea tratado centradamente en los diferentes trabajos al respecto, esencialmente interesados en simular y caracterizar el estado de dicha mejora tecnológica. Las exclusivas experiencias de Masson (1980, 1981a) son no obstante explicitas al respceto. Sólo extrañamente aparece una insinuación al blanqueado a 350°C ya que frecuentemente dicho caracter comienza claramente alrededor de los 500°C, lográndose un blanqueado no total entre 800-900°C. Dicho blanqueado no aparece progresivamente como la rubefacción sino que se instala rapidamente a las elevadas temperaturas anotadas. A veces se muestra diferencial en la matriz de la roca y cuando esta se presentaba previamente rubefactada, el color rojizo aparece en filigrana sobre el fondo blanco. Si bien la perdida de agua era un factor de importancia en la rubefacción, la progresiva desaparición del agua intersticial con el aumento de la temperatura, anotada desde los primeros trabajos experimentales (Mandeville, 1973), provocaría un lógico cambio en los índices de refracción de lo que resultaría el blanqueado (Weymouth y Williamson, 1951; Price y otros, 1982).

Lustre térmico.

El lustre térmico fue el primer carácter destacado en la literatura arqueológica como prueba evidente de un tratamiento térmico hacia la busqueda de mejora tecnológica (Crabtree y Butler, 1964; Bordes, 1969). La descripción de este lustre en la totalidad de los trabajos experimentales que lo tratan es unánime. Cuando el material ha sido tratado termicamente, el lustre aparecería en los nuevos planos de talla, es decir, en los negativos de extracciones realizadas posteriormente a dicho tratamiento. En contraste, los planos previos al tratamiento permanecen mates y sin ninguna trasformación superficial destacable. Las nuevas superficies lustradas se muestran brillantes y lisas.

Temperatura, tiempo y petrografía de la roca silícea se relacionan en la aparición de este lustre. De hecho, la aparicion del lustre a 250, 300 ó 400ºC. dependeria por un lado del proceso de calentamiento, es decir, de la relación temperatura/tiempo, por otro de las características petrográficas de la roca silícea (Masson, 1981a y c). Dicho autor nos indica de un lado que cuanto más lento es el proceso de calentamiento, caso de un mantenimiento prolongado, más bajas temperaturas se requieren para la consecución del lustre. En este sentido Masson anota temperaturas de 250ºC. De otro lado, cuanto mayor heterogeneidad presente la roca

silícea, caso de una elevada presencia de caliza, más elevadas temperaturas se necesitarían para la producción de lustre. Esta correlación sin embargo no se permite en las experiencias de Price y otros (1982) sino precisamente lo contrario. Masson anota 400°C. para sus casos experimentales y expone además que esta heterogeneidad puede limitar totalmente la producción del luste, cuestion acordada por otros autores (Collins y Fenwick, 1974). En general, los materiales que posibilitan la aparicion de este caracter fenomórficc revelarían el mismo en la banda entre 200-350°C. Inizan y otros (1976-77) anotan que en sus experiencias el lustre aparece a veces desde 160° C. y siempre a 350°C., observaciones similares a las de Price y otros (1982) quienes precisan que si bien el lustre está siempre formado. La banda térmica anotada por Masson se enfatiza en estos y otros trabajos (Spindler y otros, 1982). Sólo la experiencia de Flenniren y Garrison (1975), que destaca la aparición de lustre entre 400-600°C. se aparta de ello, aunque quizás la particular petrografía de la roca silícea que ellos trataron, la novaculita, explique esta anomalia. Las anotaciones de las observaciones de Inizan y otros (1976-77) muestan la secuencia de aparición del lustre **(fig. 25).**

Las observaciones de M.E.B. de las superficies lustradas plantean generalmente el inicio de la discusión genética de este carácter. En contraste con las accidentadas superficies

de fractura de muestras no alteradas, el tratamiento térmico de lugar a superficies claramente más lisas y planas (Mandeville, 1973; Purdy, 1974; Collins y Fenwick, 1974; Inizan y otros, 1976-77; Masson, 1981a y c; Seitzer y Larsson, 1982; Schindler y otros, 1982; Price y otros, 1982). Dado que la difracción de rayos X asi como la observación de láminas delgadas o al M.E.B. no muestra ningún cambio en la mineralogia de la sílice, la mayor parte de los autores han apuntado que el lustre se deberia a la fusión de las impurezas a las temperaturas medias de 250-300°C. (Mandeville, 1973; Purdy y Brooks, 1971; Purdy, 1974; Collins y Fenwick, 1974; Gregg y Grybush, 1976). Flenniken y Garrison (1975) indican que el aumento de microfracturas observables al M.E.B. darían lugar a un aumento de la refracción de la luz y a la aparición del lustre. No obstante recordemos que su trabajo trata de novaculita y que las observaciones que apuntamos no deben extenderse simplemente al sílex. Por otro lado desconocemos cual es la realacion entre aumento de la refraccion de la luz y la aparición del lustre (Inizan y otros, 1976-77). La explicación centrada en las impurezas parece matenerse hasta la fecha. Al respecto son de interés las puntualizaciones de Schindler y otros (1982). Dichos autores constataron la presencia de canales o vetas agrupados por la hematita producida tras la oxidación de la goethita y consideran que el lustre térmico resultaría probablemente en un incremento de la reflexión de la luz en función de las facetas bien definidas

de los cristales de hematita. Ya que estos canales no pueden ser aislados claramente más que al M.E.B., su elevada presencia daría lugar a simple vista al aspecto lustrado en superfice. La necesidad de un mayor énfasis en la investigación de la genética del lustre térmico es bien evidente. El mismo contraste de su presencia/ausencia al interior y exterior de las muestras queda aún sinllera sin hipótesis de explicación (Inizan y otros, 1976-77). La **fig. 27** expresa la causalidad entre presencia de lustre y variables implicadas pendientes de las cuestiones expuestas.

Como anotábamos anteriormente, el lustre fue el primer rasgo fielmente destacado como prueba del tratamiento térmico. La mayor parte de los autores que tratan las alteraciones térmicas mantienen dicho poder de resolución al respecto, aconsejando siempre su contrastación con el lustre como carácter genomórfico (caso del lustre que presentan las resinitas, segun apuntan Inizan y otros, 1976-77) u otros fenomórficos ya tratados en previos apartados (Sollberger y Hester, 1972; Gregg y Grybush, 1976). El lustre junto con la rubefacción son anotados por Masson (1981a) como los caracteres exoscópicos más evidentes de alteración térmica. La improtancia del lustre en el momento de detección de alteración térmica ha sido aún menos importante que como síntoma de tratamiento térmico para la consecución de mejora tecnológica. De hecho la aparición del lustre es paralela a la

obtención de dicha mejora tecnológica como expondremos a continuación.

b. Transformaciones mecánicas.

Paralelamente a la aparición de los caracteres fenomórficos químicos que hemos expuesto anteriormente acaecen una serie de transformaciones mecánicas. En líneas generales, junto a la presencia del lustre térmico ocurre la mejora tecnológica consistente esencialmente en una mayor resolución de la fractura hertciniana. El sometimiento de las muestras a las temperaturas más elevadas que limitan las experiencias efectuadas así como las alteraciones térmicas prehistóricas, da lugar a una bien conocida secuencia de fracturación térmica. Estos dos extremos de transformaciones mecánicas serán tratados a continuación.

Transformaciones reológicas hacia la mejora tecnológica. El aumento del comportamiento isotrópico y la disminución de la dureza.

Actualmente es suficientemente conocido como una alteración térmica de ciertas características consigue una mejora tecnológica traducida en una mayor tallabilidad, tal y

como se hos indica en trabajos arqueológicos y etnográficos incluso desde fines de la pasada centuria. De esta manera, la alteración se definiría como un tratamiento térmico intencional previo a determinados estadios de la reducción lítica que comprende el proceso de manufactura. Actualmente es posible definir esta mejora tecnológica en función de una transformación de las propiedades reológicas de la rocas siliceas que lleva a un aumento del comprtamiento isotrópico de la fractura hertciniana. Con respecto a la misma materia prima no tratada termicamente, la fractura aparece ahora más similar a la que se genera sobre vidrios silíceos, caso del cristal artificial o la obsidiana. Diversos componentes de la nueva estructura de la fractura hertciniana han sido destacados en la literatura. En general se apunta una mayor facilidad de la fracturación o tallabilidad (Crabtree y Butler, 1964; Mandeville y Flenniken, 1974). El aumento de la producción de lascas es confirmado tras los tests experimentales de Bleed y Meier (1980) y Sollberger y Hester (1972). Bleed y Meier (1980) afirmaban la reducción de la aplicación de fuerza en un 30%. Este hecho esta sin duda relacionado con la variación del potencial tensil y de la dureza o resistencia al la fracturación. Por un lado, la resistencia tensil se reduce proporcionalmente al aumento de temperatura (Purdy, 1974; Collins y Fenwick, 1974). No obstante, dada la alta dependencia de este parámetro respecto de las condiciones de superficie en el punto de iniciación de

fractura, la medida de la dureza se convierte en el parámetro más fundamental para la comprensión de este aumento de tallabilidad, según mantienen Schindler y otros (1982), basándose en los trabajos de Lawn y Wilshaw (1975) y Hertzberg (1976). Se trata de una medida de la resistencia del material a la propagación de la fractura. Los resultados de los trabajos experimentales de Schindler y otros (1982) muestran un decrecimiento de esta resistencia al incrementarse la temperatura. Las lascas aparecen más largas y delgadas (Mandeville y Frenniken, 1974). El aumento de longitud (Rick, 1972; Madeville y Flenniken, 1974; Flenniken y Garrison, 1974) fué efectivamente comprobado por tests experimentales de Bleed y Meier (1980). La propagación de esta fractura muestra el aumento de la isotropía de la roca silícea, fundamentalmente por la cantidad y regularidad de las ondas de propagación (Rowlett y otros, 1974). No obstante, la mantenida asunción de una mayor producción de lascas (Purdy y Brooks, 1971; Collins y Fenwick, 1974; Mandeville y Flenniken, 1974; Flenniken y Garrison, 1975) con finalización en pluma ("feather termination") en detrimento de las terminaciones en charnela ("hinge termination") o lascas reflejadas (Bled y Meier, 1980). Como estos últimos autores consideran habría que tener presente cantidad y dirección de la fuerza aplicada así como la forma de la plataforma de la propagación de la fractura en el momento de valorar un aumento de terminaciones en pluma. Quizás la estrecha relación entre talla por presión, con el

objetivo de conseguir un retoque plano y paralelo, es decir, con el objetivo de producir útiles de elaborada morfología, por un lado, y el tratamiento térmico por otro (Crabtree, 1972), lleve a comprender el matenimiento de la asunción de una mayor producción de terminaciones en pluma, claramente frecuente en estos retoques, así como otros rasgos. Efectivamente, se ha anotado que el tratamiento térmico lleva a la aparición de filos más agudos a la vez que más quebradizos. Ello lleva sin duda a considerar que estos filos son esencialmente aptos para su uso sobre materiales blandos (Sollberger y Hester, 1972; Seitzer y Larsson, 1982). Otra vez se anota una sospechosa relación: que el tratamiento térmico se efectue sobre puntas de proyectil, cuyos filos agudos facilitan la penetración, aunque esta relación no se pueda concretar evidentemente como necesaria ni suficiente.

La mayor parte de los trabajos experimentales ya citados tienen el principal objetivo de simular y/o definir los atributos exoscópicos que acompañan a la descrita mejora tecnológica. Temperatura, atmósfera, tiempo y naturaleza de la roca silícea son variables que se destacan de interés en el momento de lograr una mayor aptitud para la talla. Inizan y otros (1976-77) han indicado que los sílex de sus experiencias mostraban una mejora tecnológica entre 160 y 800°C. (véase **fig. 25**). Masson (1981a y c) anota el periodo 200-400°C. Price y otros (1982) precisan el periodo 175-300°C. Schindler y

Muestras	Testigo			110°			160°			220°			280°			350°			500°			600°		
	MC	Br.	Apt. ret.	MC	Br.	Apt. ret.	MC	Br	Apt. ret.	MC	Br	Apt. ret.	MC	Br	Apt. ret.	MC	Br.	Apt. ret.	MC	Br.	Apt ret	MC	Br	Apt ret
Sílex Bergerac méstique	10YR 6/3	0	1	id	0	1	id	0	1	id	0	1	id	0	2	10YR 5/3 7/4	3	3	10YR 5/3	4	4	10YR 5/3	4	4 1 0
Sílex Goussainville	5YR 5/1 6	0	2	id	0	2	id	0	2	id	1	3	id	4	3	id	4	4	7.5YR 3/0	4	0	7.5YR 3/0	3	0
Sílex Bergerac zonado	2.5YR 10YR 10YR	0	2	id	0	2	id	1	3	id	1	3	id	1	4	2.5YR 10R 10YR	4	4	2.5YR 10R 10YR	4	0	2.5YR 10R 10YR	4	0
Sílex Grand-Pressigni	10YR 4/2	0	2	id	0	2	id	0	2	id	0	2	id	1	3	5YR 10YR	4	4	10R 3/2	3	0	10R 3/2	3	0
Cuarzite Verrieres	2.5YR 6/0	0	2	id	0	2	id	0	2	id	0	2	10YR 5/1 6/1	0	2	10YR 5/1 6/1	0	2	5YR 6/1	0	3	5YR 6/1	0	3
Sílex Magny_en_Vexin	10YR 6/1	0	2	id	0	1	id	0	1	id	1	1	id	4	3	10YR 6/2	4	4	5YR 6/1	4	0	5YR 6/1	4	0

Fig.25_Alteraciones térmicas en relación a las variaciones en coloración (MC= Munsell), brillo (Br.) y aptitud al retoque (Apt. ret.) (según Inizan y otros, 1.976-77, fig. 1).

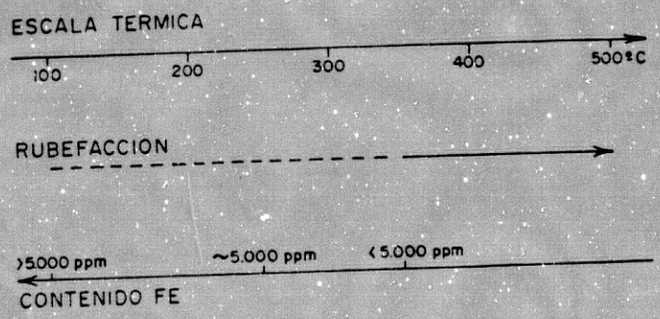


Fig.26_Desarrollo de la rubefacción según la escala térmica y el contenido en Fe.

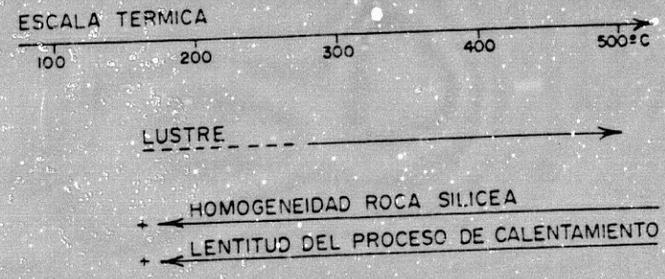


Fig.27_Desarrollo del lustre en relación a la escala térmica, homogeneidad de la roca silícea y lentitud del proceso de calentamiento.

otros (1982) especifican que la mejora tecnológica en sus jaspes, precisada en función de una reducción de la resistencia a la propagación de fractura, ocurre posteriormente a los 200°C. La mayor parte de los autores plantean que existe un límite superior térmico a partir del cual ocurre la fracturación térmica que posteriormente describiremos; este límite aparece generalmente en el periodo 300-400°C. Al respecto, Purdy (1974) precisa que un calentamiento sostenido entre 400-500°C. y una remoción inmediata del material del fuego lleva a una reducción de su resistencia de comprensión en un 40%. Igualmente, la mayor parte de los autores anotan que poco antes de la aparición del lustre térmico se puede apreciar la mejora tecnológica. Si bien la naturaleza de la atmósfera no ha sido decididamente destacada como variable de interés para la comprensión de los antes citados caracteres fenomórficos por alteración térmica, las experiencias efectuadas para el logro de mejora tecnológica puede preveer el aislamiento de las rocas de un contacto directo con el fuego mediante su introducción en un baño de arena bajo el mismo (Crabtree y Butler, 1964; Anderson, 1971; Mandeville, 1973). Al respecto del tiempo del proceso y de su relación con la temperatura en el mismo, Price y otros concluían en una mayor importancia de la temperatura para el logro de la mejora tecnológica. No obstante es conocido como un proceso lento de calentamiento retarda la aparicion de fracturas térmicas (350°C) en contraste con un

calentamiento rápido (100ºC), según la experiencia de los mismos autores citados. Igualmente en relación a este punto, Purdy (1974) anota una reducción de la resistencia de comprensión en un 40% cuando el proceso de entriamiento es lento. Otros trabajos no obstante no remarcan la necesidad de procesos lentos de calentamiento (Inizan y otros, 1976-77). Parece existir por otra parte cierta relación entre mejora tecnológica y naturaleza de la roca silícea. Ello se puede considerar si tenemos presente por un lado la relación lustre térmico y mejora tecnológica y por otro la relación entre lustre térmico y homogeneidad de la roca, según anotábamos previamente (Masson, 1981a y c). Inizan y otros (1976-77) muestran en sus experiencias como el grupo de sílex que tratan termicamente presentan un diferencial comportamiento en el momento de adquisición de la mejora tecnológica. Sin embargo, los resultados al respecto son escasamente importantes hasta el momento y a veces contradictorios. Ya anotabamos anteriormente desacuerdo en los resultados al respecto de la relación entre lustre (y mejora tecnológica) y homogeneidad de la roca silícea (Masson, 1980, 1981a; Pryce y otros, 1982). Igualmente, Inizan y otros (1976-77) anotan que ciertos jaspes disminuyen su aptitud a la talla al tratarse termicamente. Paralelamente, los jaspes amarillos tratados por Schindler y otros (1982) muestran una evidente mejora tecnológica. Aparte de lo diversos que pueden ser estos "jaspes", parece quedar evidenciada la necesidad de un mayor énfasis en este punto.

La mayor parte de los autores han tratado de clarificar las causas genéticas que mejoran la aptitud para la talla. Con escasas precisiones permanece el proceso genético estimado en los trabajos de la pasada década. Es bien conocido como las rocas silíceas a base de cuarzo presentarían una inversión de cuarzo α a cuarzo β a 573ºC. sin que entrañe ningún cambio mineralógico. Sólo a 1.200ºC. se produce un sustancial cambio mineralógico hacia la cristobalita (Weymouth y Williamson, 1951). El ópalo también presenta cambios mineralógicos en relación al aumento de la temperatura: de un ópalo amorfo se pasa a 700ºC. a cristobalita y esta a 900ºC. se transforma en tridimita. Desde los primeros trabajos al respecto del tema que nos ocupa, todos los autores afirman la inexistencia de cualquier cambio meneralógico en las rocas silíceas tratadas termicamente. Esta conclusión parecería por otra parte evidente teniendo presente la temperaturas requeridas para cualesquiera de los cambios meneralógicos anotados y las normales temperaturas a las que se hace posible la mejora tecnológica. Sin embargo queda patente que esta mejora se expresa como una mayor resolución isotrópica de la estructura de la fractura hertciniana. Dos cuestiones podrían efectivamente argüirse como propuestas explicativas. Por un lado, un cambic textural en los minerales de cuarzo; por otro un cambio en el marco de los minerales secundarios entendidos normalmente como impurezas. Al respecto de la primera explicación los intentos experimentales nos parecen

insuficientes. Ni Purdy (1974), ni Collins y Fenwick (1974), ni Schindler y otros (1976) pudieron detectar algún cambio al microscopio óptico o bien en difracción de rayos X. Weymouth y Mandeville (1975) no obstante detectaban por este último método una disminución del tamaño del cristal paralelamente al aumento de la temperatura. De ser así, ello podría dar lugar a ese aumento del caracter isotrópico de la fractura. Sin embargo Masson (1981a) objeta las condiciones de esta experimentación de manera acertada desde nuestros puntos de vista y la cuestión queda por tanto sin resolver por esta vía. La segunda explicación propugnada desde los primeros trabajos, mantenida y sólo algo matizada en las últimas publicaciones, se centra como anotábamos en las impurezas mineralógicas. La progresiva pérdida de agua intersticial a partir de los 100ºC. daria lugar a espacios huecos donde acaecería una recristalización de las impurezas que fundirían entre 250-400ºC. Esta fusión y recristalización cementaría aún más los cristales de cuarzo. La tendencia hacia la vidriosidad e isotropía quedaría así explicada y ello sería consistente con las observaciones al M.E.B., a partir de las cuales se constata una superficie de fractura más lisa que en la roca silícea no tratada termicamente, ocurriendo como si la propagación de fractura pasara a través de los cristales y no alrededor (Purdy y Brooks, 1971; Mandeville, 1973; Purdy, 1974; Collins y Fenwick, 1974; Bonnichsen, 1977; Weymouth y Mandeville, 1975; Gregg y Grysburg, 1976; Rick, 1978; Price y

otros, 1982; Seitzer y Larsson, 1982). Schindler y otros (1982) han insistido en esta argumentación explicativa. La transformación de la goethita en hemátita en sus jaspes se materializa en superficies de fractura observadas al M.E.B. en canales de hematita que separan areas de cuarzo estos canales presentan numerosos espacios vacios originados por la misma transformación de la goethita. Según estos autores es este mismo aumento de espacios vacios lo que proporciona una menor resistencia a la propagación de la fractura. Esta tendencia explicativa concuerda en gran grado con la propuesta por Flenniken y Garnison (1975) al respecto del tratamiento térmico de la novaculita. En este caso dichos autores proponían que el aumento de microfracturas que observaban en los materiales tratados termicamente facilitaria la talla. Junto con Masson (1981a), desconocemos la relación entre optimación de la tallabilidad que se requiere para esta tecnologia lítica y un aumento de las microfracturas. Efectivamente, las microfracturas reducirían la dureza del material segun destacan Schindler y otros en su tests experimentales pero no aumentarían el caracter isotrópico de la fractura. ¿Estamos quizás ante diferentes intereses de mejora tecnológica por tratamiento térmico?. Rocas silíceas afectadas por alteraciones térmicas acaecidas tras la utilización del fuego en las actividades de explotación de la roca en las fuentes de suministro han sido apuntadas (Gregg y Grybush, 1976; Perles, 1977). Si queda evidenciado por otra

parte la relación entre talla por presión y un tratamiento térmico intencional que aumentaría el caracter isotrópico de la fractura, es posible que haya existido asimismo un tratamiento térmico con la intención principal de reducir la dureza del material. El objetivo de la producción de reformas bifaciales en la fuente de jaspe estudiada por Schindler y otros (1982) tras un tratamiento térmico que reducía significativamente la dureza original del material podría así confirmarlo.

El carácter intencional o no de las alteraciones térmicas, la inferencia de tratamiento térmico para cualquier mejora tecnológica en definita, es como anotábamos el principal problema que tienen planteado los tecnólogos. La observación de los diferentes caracteres exoscópicos de alteración térmica por diversos métodos y técnicas e incluso la distribución de estas alteraciones térmicas en los diferentes sistemas del proceso tecnológico de manufactura globalizan logicamente los tests programados para inferir tratamiento térmico intencional (Price y otros, 1982; Seitzer y Larsson, 1982; Schindler y otros, 1982).

Transformaciones reológicas hacia la termoclastia.

Todos los trabajos experimentales interesados en la

consecución de mejora tecnológica o en la nueva constatación de los cambios de alteración térmica han constatado la aparición de termoclastia. Los trabajos que han tratado especialmente de fenómenos en cuestión no son abundantes pero si clarificadores en gran medida (Purdy, 1974, 1975; Journeaux y Coutard, 1974; Masson, 1931a y c). Los varios tipos de fractura térmica se presentan de manera secuencial fundamentalmente en función de la temperatura a partir del periodo 300-400ºC. No obstante se reconoce un importante influencia del proceso del calentamiento en función de la relación temperatura/tiempo. De este modo, en un calentamiento lento la termoclastia podía aparecer a 350ºC. mientra que un proceso rápido puede suponer fracturaciones térmicas a 100ºC. (Price y otros, 1982). Asimismo, el proceso de enfriamiento lleva a una adelantada temoclastia (Purdy, 1975; Masson, 1981a). Como en casos anteriores, la petrografía de la rocas interviene decididamente en la aparición o incluso en la posibilidad de experimentar termoclastia. Una gran presencia de caliza puede retardar en cualquier caso la aparición de fracturas térmicas en opinión de Purdy (1975). Masson (1981a) constata como determinados silex no experimentales permoclastia ni a los 900ºC. e implica asimismo a la forma de los fragmentos sometidos a experimentación. En este sentido, mientras que las lascas son poco propicias para la génesis de cúpulas térmicas, los fragmentos más cúbicos se mostrarían como los mas favorables al respecto.

Como anotábamos, los tipos de fracturas térmicas se secuencian en función de las temperaturas soportadas: cúpulas, repoliédricas y poliedros. Las cúpulas son los primeros termoclastos que se originan. En principio son exclusivamente parásitas sobre las superficies alteradas, con simple insinuación de sus contornos subcirculares. Inmediatamente las superficies presentarán negat.vos de dichas cúpulas junto con las previas cúpulas incipientes o parásitas. El termoclasto cupular presenta una morfología subcircular y una sección plana o cóncavo-convexa, presentándose la convexidad en la zona de fractura. De esta manera, los negativos cupulares son cóncavos. Las superficies de fractura presentan el descrito lustre térmico y una textura sacaroide (Collins y Fenwick, 1974; Masson, 1981a y c). A un nivel microscópico, esta textura superficial sacaroide es reflejo de la misma termoclastia ya que su configuración responde a un aumento de microfracturas. Posteriormente al desarrollo de estas fracturas cupulares, a una temperatura generalmente superior a los 400ºC., se instala una bien visible red poliédrica de fractura. Masson (1981a y c) ha llamado la atención sobre la relación entre la aparición de esta red poliédrica y la red poliédrica natural existente en los silex, utilizada por Deflandre (1935b) con propósitos de coloración a fin del estudio de microfósiles. Es posible que la alteración térmica insista en la visible aparición de esta red latente. Un incremento de la temperatura o un enfriamiento rápido

posterior a la instalación de esta red hace posible la aparición de otros termoclastos, ahora poliédricos irregulares cuya morfología queda decididamente impuesta por la mencionada red.

Toda esta termoclastia condiciona irreversiblemente la posibilidad de manipulación con fines tecnológicos. Las microfracturas disminuyen evidentemente la dureza del material pero a la vez que hace desaparecer la posibilidad de generar fracturas hertcinianas. La reducción del potencial de comprensión de un 40% de los sílex sometidos a 400-500ºC. es una lógica consecuencia de estos fenómenos (Purdy, 1974). La progresiva pérdida de agua intersticial ha de ser nuevamente considerada para explicar este nuevo comportamiento reológico. Las fracturas van generalmente acompañadas de un seco ruido que ha sido relacionado con un cambio de posición de los oxígenos e iónes de sílice (Purdy, 1975).

3.2.B.2. Alteraciones detectadas por mediación técnica.

Ya hemos anotado en repetidas ocasiones como los diversos caracteres exoscópicos han intentado explicarse con la ayuda de técnicas especializadas. Estos medios han sido utilizados además para obtener otros parámetros de caracterización de la alteración o de un propio tratamiento térmico. Con el primer

objetivo ya hemos expuesto los accesos petrográficos de láminas delgadas al microscopio óptico, los difractogramas de rayos X, las observaciones de texturas superficiales de fractura al M.E.B. La detección de una sustancial pérdida de peso añade un nuevo caracter fenomorfico. El análisis térmico diferencial (ATD), análisis químicos de elementos en trazas y la termoluminiscencia (TL) son medios técnicos que han sido utilizados en algunos trabajos interesados en la detección de tratamiento térmico con fines tecnológicos.

a. Pérdida de peso.

La pérdida de peso de las rocas silíceas alteradas termicamente fue un hecho destacado desde los primeros trabajos. La pérdida de agua ya inicialmente molecular, ya porsteriormente intesticial, a temperaturas superiores a 100ºC., ha sido la causa siempre mantenida para explicar tal constatación. El trabajo experimental de Inizan y otros (1976-77) al respecto que nos ocupa concluye en las asunciones generalmente mantenidas. Según este trabajo, la pérdida de peso es ínfima, con una media general del 0,2%, constatación similar a la de Mandeville (1973) pero lejos de las intuiciones de Bordes (1967), del orden del 4%. Las curvas expuestas por Inizan y otros (1976-77) **(fig.28)** reflejan claramente algunas variables condicionantes de esta pérdida de

peso. La pérdida de peso parece presentar una importante alza entre 200-350°C.: después de esta banda térmica no todos los sílex mantienen una progresiva perdida de peso en relación al aumento de la temperatura. Una reposición del agua perdida en relación a la humedad ambiente es una posible causa de esta instabilidad de las curvas. Esta constataciones de Inizan y otros (1976-77) debe tener alguna relación con la rápida adquisición del agua perdida que nos indica Purdy (1974). La naturaleza de la roca silícea es una variable evidente **(fig. 28)**. El contenido en agua seria evidentemente el rasgo más destacable: las rocas silíceas opalinas podrían documentar en este caso una mayor pérdida de peso. En otro orden, la propia morfología de los fragmentos experimentales condicionan la relativa pérdida de peso. Una pequeña lasca puede perder más peso que un fragmento mayor, quizás probablemente porque en este caso el núcleo del material queda menos afectado.

b. Análisis térmico diferencial (ATD).

Según la literatura actualmente disponible, sólo se ha realizado una experiencia aplicando el ATD. Mandeville planteaba la detección de tratamiento térmico así como un valor aproximado de la temperatura del mismo comparando las curvas de dicho tratamiento en ura atmósfera de nitrógeno y oxígeno (Mandeville, 1973; Purdy, 1974). Los más recientes

trabajos interesados en la detección de tratamiento térmico no han proseguido por esta vía.

c. Análisis químico de elementos en trazas.

Si bien Gregg y Grybush (1976) apuntaban la ayuda de los elementos en trazas en la detección de tratamiento térmico, no ha sido hasta el trabajo de Robins y otros (1981) cuando se ha aplicado por primera vez al tema. Los análisis confirman que la significativa presencia de manganeso podría probar la existencia de un tratamiento térmico. No obstante habría que reconocer en primer lugar la diversa petrografía de las rocas silíceas o de los sílex mismos y en segundo lugar la gran movilidad o inconstancia de estos elementos en trazas, limitaciones ya varias veces apuntados.

d. Termoluminiscencia (TL).

Es quizás el método de uso más extendido en el tema que nos ocupa, si bien plantea problemas que limitan su resolución en la detección del tratamiento térmico. El método se basa en el hecho de una total eliminación de la TL acumulada como proceso natural cuando el material ha sido calentado por encima de 300-400ºC. (Rowlett y otros, 1974). La acumulación

de TL acaece en una progresión en relación a la pérdida de radioactividad del material. Cuando el material es calentado por encima de esa temperatura se vuelve a una situación de TL inicial. A partir de entonces el material comienza de nuevo el proceso de acumulación de TL y tal acumulación guarda relación con el tiempo en que ocurrió la exposición al fuego. Aquí se fundamenta igualmente la posibilidad de datación absoluta que ofrece el metodo.

Los primeros planteamientos y aplicaciones del método (Rowlet y otros, 1974; Melcher y Zimmerman, 1977) fundamentalmente y posibilitaron el posterior trabajo de Price y otros (1982) al respecto del cual consideramos conveniente una corta exposición. Dado que la cantidad de TL, expresada en unidades de emisión de Tl en pico-culombios, depende del peso de la muestra en concreto, dichos autores consideraron la cantidad de TL como la cantidad media expresada por el índice

$$\frac{VETL}{\text{peso en mg.}}$$

Experimentos con muestras tratadas y no tratadas termicamente llevaron a series de medidas no solapadas entre unas y otras muestras. Las muestras calentadas presentaban una TL nedua de 24,0, claramente contrastando con el 94,7 de la muestras no tratadas. Un análisis de las series de medidas

llevó a la conclusión de considerar una TL inferior a 40 como prueba de tratamiento térmico. Bajo esta asunción se aislaron items tecnológicos arqueológicos tratados y no tratados tecnicamente. No obstante, ello no resolvía de ninguna manera la posibilidad de inferencias de la intencionalidad del tratamiento. La inexistencia de homogeneidad en la distribución de los items tratados sobre la propia naturaleza del proceso tecnológico y la evidente asociación entre items alterados termicamente y huellas de fuego u hogares llevaba a la convicción de la inexistencia de un tratamiento térmico intencional.

No obstante, la imposiblidad de una inferencia de intencionalidad, es decir, de tratamiento térmico en sí, no es la única limitación del método. Si bien es posible detectar la acción del fuego sobre el material, tendríamos que acudir a una serie de proposiciones similares a las utilizadas por Price y otros (1982) para proporcionar la inferencia requerida. La principal limitación del método es no obstante crucial y discute las propias posibilidades de su aplicación al respecto del tema que tratamos. Como quedó expuesto anteriormente, la mejora tecnológica generalmente se consigue en la banda térmica 200-300ºC., asimismo a los 400ºC. normalmente se insinuan ya los caracteres fenomórficos de termoclastia que conducen a la imposiblidad de cualquier explotación tecnológica. Desde estas prespectivas la TL

mostraria exclusivamente alteración térmica de ningún modo intencional ya que las temperaturas que se requieren para lograr la mejora tecnólogica son inferiores a las necesitadas para una desaparición de la TL acumulada, y por tanto para la resolución del método. En este sentido nuestra crítica queda enteramente de acuerdo con las ideas de Masson (1981a).

Ante toda la exposición que precede, es fácil comprender la importancia de estas alteraciones cuando se pretende desarrollar una adecuada analítica sobre materias primas silíceas. Aparte de las trasformaciones anotadas propiamente térmicas, varios autores han anotado una mayor propensión a la disolucion silícea (pátina blanca) de los materiales tratados termicamente (Purdy y Clark, 1979; Masson, 1981a).

La **figura 29** sintetiza las principales conclusiones que mayor interés pueden ofrecernos en relación a la escala térmica. Una figura similar puede consultarse en Masson (1981c). El tema de las alteraciones térmicas será retomado posteriormente en función de los intereses petroarqueológicos a saber, como anotabamos anteriormente, la identificación de los caracteres genomórficos que han soportado tal alteración.

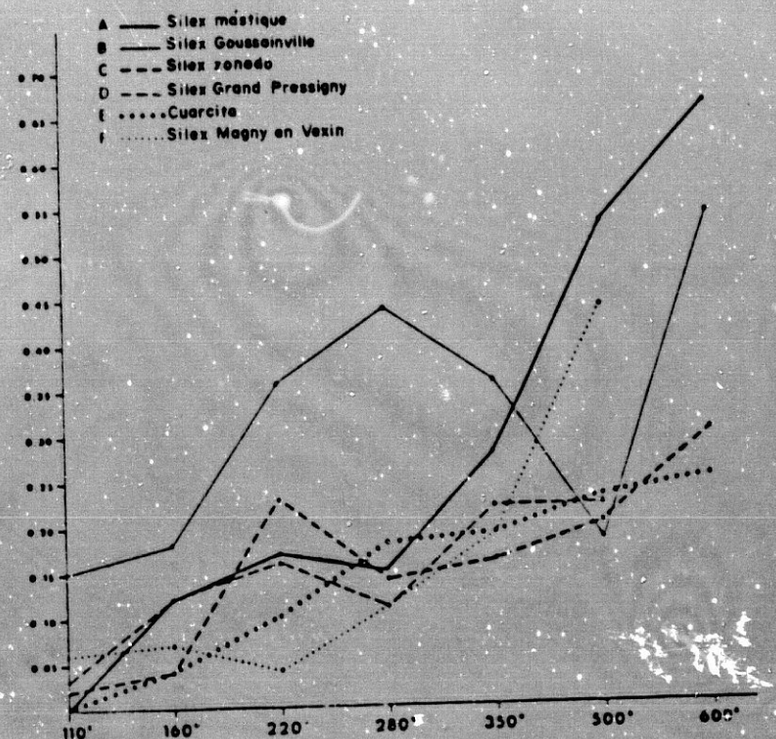


Fig.28.Curvas de pérdidas de peso en relación a la escala térmica (según Inizan y otros, 1976-1977, fig.8).

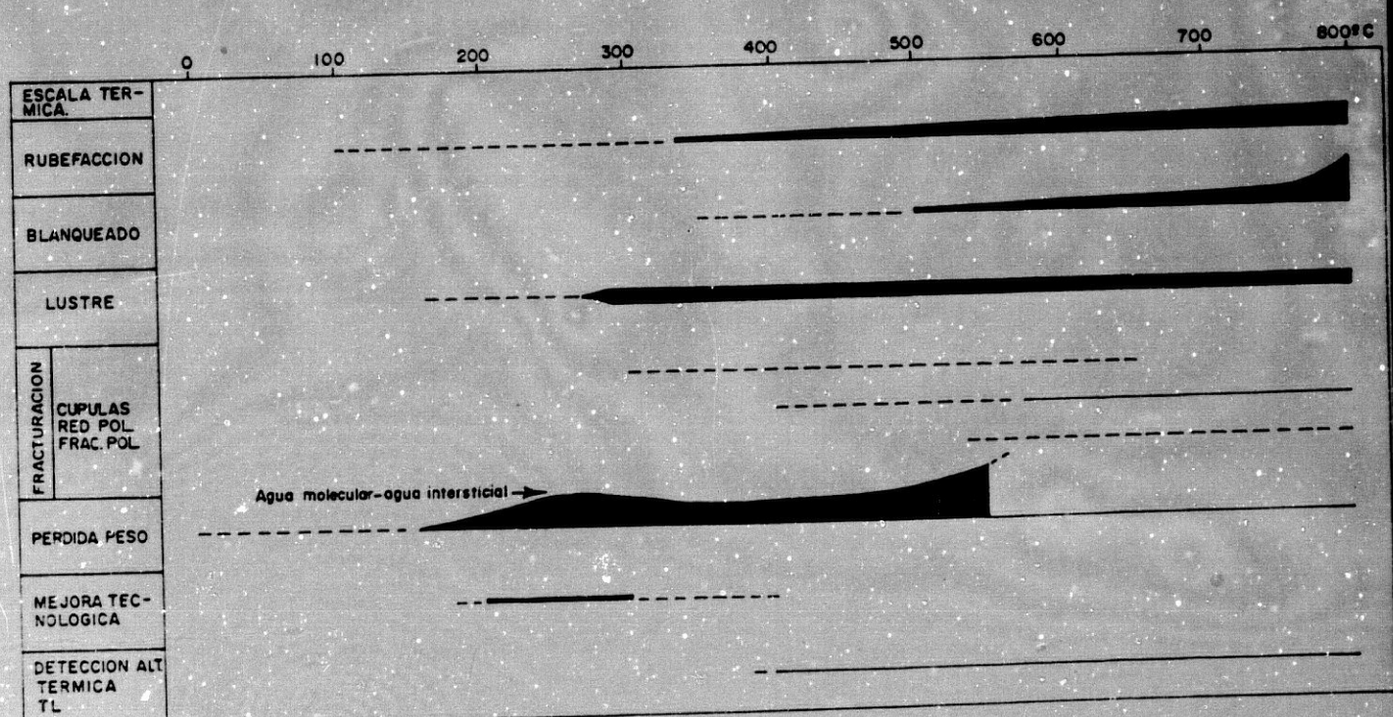


Fig.29_Principales transformaciones producidas por alteración térmica en una secuencia relacionada con la escala térmica.

Las correlaciones empíricas petroarqueológicas. Un modelo programado para una elevada resolución y una minimización de los costes analíticos.

Planteamos a continuación toda la metodología analítica que nos llevaría a una correcta inferencia de la procedencia geológica y geográfica de los artefactos líticos tallados del poblado de El Malagón a partir de los marcos petroarqueológicos (véase capítulo I. 2. A.) y petrográficos desarrollados previamente.

Los objetivos analíticos.

El objetivo central de estos análisis debe la inferencia de la procedencia de las materias primas procesadas en el poblado eneolítico de El Malagón a partir de (a) correlaciones de tipos petrográficos que (b) sean efectuadas por métodos y medios técnicos que minimicen el coste analítico. Dado que las correlaciones petrográficas serán realizadas entre el medio geológico (fuentes de materias primas) y el poblado en cuestión, especificamos a continuación los requerimientos analíticos a desarrollar en cada uno de estos marcos.

(a). **El medio.** Dado que el modelo teórico del sistema de

suministro del poblado de El Malagón proponía una posible explotación directa del medio local paralelamente a la posibilidad de intercambios con fuentes locales e incluso más alejadas, debemos llegar a (1) un adecuado conocimiento de la petrografía de las rocas silíceas regionales a partir tanto de análisis petrográficos tan detallados que permitan destacar la posible variabilidad petrográfica de cada fuente y (2) a un conocimiento de las posibilidades petrográficas de las rocas silíceas regionales a partir tanto de análisis petrográficos como en función de las informaciones petrográficas contenidas en la cartografía geológica disponible. En función de estos dos puntos, los objetivos analíticos a realizar en el medio geológico deben llevarnos a un adecuado conocimiento de la petrografía de las rocas silíceas locales (y regionales) a la vez que, dados nuestros intereses en destacar las petrografías particulares en cada fuente local, programar una litoteca de referencia de manera que las entidades petrográficas sean inmediatamente accesibles y estén perfectamente localizadas en el espacio geológico.

(b). **El poblado.** Como en las fuentes locales, necesitaríamos efectuar análisis petrográficos detallados de manera que se alcance una resolución adecuada para (1) aislar las rocas silíceas locales que sean correlacionables con las mismas entidades petrográficas destacadas en la litoteca de

referencia y (2) aislar las rocas silíceas no locales de manera que se puedan realizar sobre las mismas análisis petrográficos más o menos intensivos a fin de inferir sus procedencias en función del conocimiento adquirido de la geología y petrografía regional de las rocas silíceas. En definitiva, los análisis sobre el material del poblado deben relizarse a varias escalas de intensidad hasta que la procedencia sea adecuadamente inferida.

Un modelo programado de análisis petrográfico.

Los análisis petrográficos deben acceder a todo el material necesario, deben minimizar los costes y deben alcanzar una adecuada resolución en su definición petrográfica. En función de ello hemos elaborado un método base que puede ser auxiliado con métodos accesorios.

(a). **Método base.** Nuestra amplia observación de las superficies de las rocas silíceas ya en macroscopía como en microscopía y en este caso a partir de binoculares y con inmersión en agua de las muestras, nos ha posibilitado decidir que tal método brinda una excelente oportunidad para un acceso petrográfico de significativa resolución. Previamente, nosotros conocíamos el uso del binocular por Masson (1979-80)

y posteriormente de haber elaborado definitivamente el método llegamos a conocer que Prichystal (1984) estaba utilizando el mismo: "para la comparación del material trabajado con la materia prima he usado el microscopio binocular. Para una mayor transparencia coloco fragmentos silíceos en agua como líquido de inmersión. El método es comparativamente simple, rápido y no destructivo, se llegan a alcanzar buenos resultados si tenemos muestras de rocas silíceas de los afloramientos presentes en una gran área"(: 147). Nosotros coincidimos con la totalidad de estas anotaciones. El método puede acceder a todos los artefactos y no es en absoluto destructivo, lo cual es ya una importante cuestión. La faceta de observación es la superficie no alterada pero aún con presencia de alteraciones, corrientemente pátinas o rubefacciones térmicas píricas, se puede alcanzar una significativa resolución en las observaciones. Por otra parte, los caracteres petrográficos discriminantes y a los que se puede acceder son cuantitativa y cualitativamente excelentes ya que tenemos la posibilidad de observar tanto el contenido inorgánico como el orgánico. En relación al estudio de Le Ribault (1977) sobre los cuarzos detríticos, nosotros hemos denominado al método análisis exoscópico.

El análisis exoscópico elaborado accede a los caracteres genomórficos y fenomórficos a partir de tres escalas de observación petrográfica: macroscópica (a simple vista),

mesoscópica (lupas manuales) y microscópica (binocular y microscopios). Estas escalas de observación se relacionan directamente con los caracteres petrográficos discriminantes que se pueden aislar y describir de manera que en función de esta relación escalas de observación-caracteres discriminantes, el análisis exoscópico puede realizarse a dos niveles que han sido denominados: análisis exoscópico intensivo (A. E. I.) y extensivo (A. E. E.). El primero de ellos abarca a todos los caracteres discriminantes y por tanto a todas las escalas de observación anotadas. El segundo, sólo se centra en la macroscopía y mesoscopía a lo sumo y accede casi exclusivamente a las caracterizaciones petrográficas macroscópicas corrientes en petroarqueología.

La incidencia de estos análisis exoscópicos sobre las muestras del poblado y el medio ha sido programada de manera diferencial. Por un lado, es evidente la necesidad de efectuar análisis exoscópicos intensivos sobre todas las muestras arqueológicas del poblado. No obstante, la gran abundancia de muestras que se dispone de las áreas fuente nos ha llevado a una alternancia de exoscopía intensiva y extensiva. Ello ha sido de gran importancia para minimizar los costes analíticos. La selección de fuentes para la realización del análisis exoscópico intensivo (Fuentes A) ha sido efectuado en función de los siguientes criterios:

1. Resultados proporcionados por el modelo predictivo locacional de tipo conductual acerca de las fuentes probablemente relacionados con la explotación directa por parte de los pobladores de El Malagón.

2. Selección de todas las fuentes de materias primas y fuentes de suministro cercanas al poblado en un radio de 10 Kms.

3. Selección de las fuentes de suministro eneolíticas. Prehistoria reciente o de otras épocas, o en su defecto, fuentes de materias primas que representan afloramientos -tipo de formaciones geológicas/edad geológica- en el marco regional programado para la recuperación de datos geológicos y petrológicos.

Los análisis petrográficos extensivos se han realizado sobre la totalidad de las muestras recuperadas no procesadas en el análisis intensivo (Fuentes B). De esta manera, el conocimiento petrográfico de las rocas silíceas regionales puede llegar a ser significativamente adecuado para nuestros intereses.

(b). **Métodos accesorios.** Si se requieren mayores precisiones en las descripciones petrográficas es conveniente

la implicación en los análisis de dos accesos fundamentales: análisis petrográficos de láminas delgadas (L. D.) y análisis paleontológico (A. P.). El primero es el acceso petrográfico más apto al contenido inorgánico de las rocas y aunque se pueden destacar a partir de él ciertas cuestiones paleontológicas, un adecuado conocimiento del contenido orgánico debe efectuarse en el marco de análisis paleontológicos.

La preparación de láminas delgadas por los métodos tradicionales presenta una metodología muy destructiva. Si estas preparaciones han de efectuarse sobre artefactos, la preparación de láminas delgadas debe llevarse a cabo a partir de pequeños núcleos extraídos a partir de cilindros de perforación, núcleos que pueden asimismo ser utilizados para el análisis paleontológico.

En contraste con los análisis exoscópicos que deben ser realizados por arqueólogos especializados en el tema, estos métodos accesorios planteados deben ser efectuados por especialistas en petrología de las rocas silíceas o paleontólogos especializados en microfósiles. Este trabajo no es multidisciplinar, sino interdisciplinar: a partir de los análisis exoscópicos intensivos, el arqueólogo selecciona y plantea a estos especialistas las cuestiones a resolver.

En definitiva y en relación a lo anteriormente expuesto, el cuadro que sigue resume la estrategia metodológica planteada en este trabajo al respecto de los análisis petrográficos, teniendo presente evidentemente que el desarrollo analítico puede modificar estas alternancias en función de los resultados que se vayan obteniendo:

Medio		Poblado
Fuentes A	Fuentes B	
A. E. I.	A. E. E.	A. E. I.
L. D.		L. D.
A. P.		A. P.

Los carateres discriminantes y su registro en el marco del análisis exoscópico.

Los caracteres discriminantes del análisis exoscópico son genomórficos y fenomórficos. Los caracteres genomórficos han sido registrados tanto en las fuentes como en el poblado. No obstante, la complejidad que actualmente plantean para la petrología la caracterización de los depósitos detríticos a partir de caracteres genomórficos nos ha llevado a una doble

alternativa al respecto. Los caracteres fenomórficos se han registrado extensivamente aunque no de manera programada en los depósitos detríticos silíceos del medio a fin de que nos proporcionen la base para ulteriores programaciones del registro de estos caracteres sobre estos conjuntos. No obstante, han sido registrados de manera programada en el poblado. El registro de los caracteres genomórficos en el medio nos ha llevado a la elaboración de cuatro fichas donde el registro queda programado. El registro de los caracteres genomórficos y fenomórficos en los materiales arqueológicos del poblado se ha llevado en una única ficha que recoge todas las informaciones al respecto de un único artefacto. Tales fichas son el resultado de una larga experimentación que he de reconocer y, como cabe suponer, ha sido una tarea árida. Las cinco fichas a las que nos referimos son presentadas al final de este apartado y a ellas nos vamos a referir escuetamente a continuación.

Un análisis exoscópico de los caracteres genomórficos debe responder a los dos cuerpos descriptivos de la Geología y Petrología Sedimentaria: Estructuras Sedimentarias y Petrografía. En función de ambas, nosotros tenemos acceso a los siguientes marcos descriptivos:

Estructuras Sedimentarias. Petrografía.

Morfología estructural. Petrofacies.

Estructuras de margen. Córtex. Petrofábricas.

Las **estructuras sedimentarias** (véase ficha primera) son descritas en función de la morfometría. La morfología responde a las formas, fundamentalmente nodulares y tabulares de diversa normalización, y a los tamaños. La escala de observación es siempre macroscópica.

Las **estructuras de margen** quedan referidas al **córtex** (ficha segunda). Los estudios petrográficos referidos a estas estructuras son escasísimos. De acuerdo con tales análisis así como en relación a las variables destacadas por los estudios petroarqueológicos, el análisis de los córtex deben ser contemplados en dos marcos generales: los caracteres físicos de masa y la composición general. Las características físicas de masa quedan referidas al color, consistencia, grosor, tamaño de partícula, textura de superficie y estructuras. La composición general debe centrarse en la naturaleza de la roca caja (ej. caliza, marga, etc.) y al respecto de su

silicificación, donde se contemplan los relictos presentes de la roca caja, fundamentalmente los oolitos (oo) y los fósiles. La escala de observación debe ser macroscópica y microscópica.

El concepto de **petrofacies** (P. F. C., véase la ficha tercera) responde a la caracterización global de la masa silícea en sus rasgos exclusivamente textuales o derivados de ellos, tales como son los caracteres físicos de masa. Tres cuerpos fundamentales de registro se disponen en esta ficha. La organización estructural queda referida al registro de la zonación. La escala de observación es macroscópica. La caracterización física de la masa silícea queda referida al color, brillo, transparencia, silicificación, tamaño de partícula y fracturación. La escala de observación es asímismo macroscópica. Por último, la contextura queda referida al contenido y a los rasgos estructurales. El análisis de contenido pretende un acceso de la composición (contenido orgánico e inorgánico) y a su caracterización. Los rasgos estructurales de la petrofacies son aquellos que estructuran a la roca en resolución microscópica (vetas, geodas, litoclasas y cavernas). El estudio de la contextura es siempre microscópico (binocular con muestras a inmersión). Se pueden aislar una serie de subtipos de primer y segundo orden en función de una variación en la composición y de la caraterización del contenido respectivamente.

El concepto de **petrofábrica** (P. F. B., véase la cuarta ficha), responde a los rasgos que estructuran macroscópicamente a la roca. Varias petrofacies pueden mostrarse normalmente como anchas bandas con distinta caracterización: si bien cada una de ellas es considerada una petrofacies, sus presencias en una misma muestra es motivo para el registro de la organización estructural. Los rasgos estructurales son los que interrumpen la homogeneidad y coherencia de la roca. Aquí radica esencialmente la importancia de las petrofábricas que una aproximación al conocimiento de la posibilidad de la transformación tecnológica de las rocas silíceas. La escala de observación de las petrofábricas es siempre macroscópica.

Como hemos anotado, el análisis exoscópico intensivo de las muestras del poblado es efectuado mediante el registro de una única ficha donde se recogen las características genomórficas y fenomórficas en función de un único artefacto (véase la última ficha presentada). El registro de las características fenomórficas ha sido programado en función de sus contextos genéticos (naturales o antrópicos) así como en relación a su naturaleza, según las elaboraciones teóricas previamente presentadas al respecto de tales características en las rocas silíceas. La escala de observación es macro y microscópica (binocular y microscopio).

Todas las fichas del registro presentan por detrás amplios marcos para las descripciones que se necesiten y que pueden al final servir como fundamento para remodelaciones en el cuerpo central del registro de tales fichas.

Aparte de las escalas de observación que ya hemos referido en cada carácter, determinadas variables requieren escalas o test de registro especificos. El color ha sido registrado en función de la Carta Munssel, Carta de Color de Rocas (Geological Society Association) y del Código expolar de Cailleux y Tailor. La consistencia en el córtex ha sido observada a partir de un único buril de acero. La silicificación ha sido controlada a partir de test con ClH.

Los análisis exoscópicos intensivos y extensivos requiern evidentemente una diferencial participación de la documentación aquí indicada. El cuadro que sigue expresa tal participación:

A.E.I.		A.E.E.
Genomórficos	Fenomórficos	Genomórficos
Estructuras sedimentarias.	Naturales.	Estruct. sedimentarias.
Estruct. de margen. Córtex.	Antrópicas.	(Estruct. de margen. Córtex.)
Petrofacies.		(Petrofacies)
Petrofábricas.		(Petrofábricas)

Los análisis exoscópicos extensivos han sido realizados a partir de fichas programadas cuyo modelo formal definitivo está en último proceso de elaboración. Plantea un acceso diferencial a los distintos cuerpos de información exclusivamente en función de una escala macroscópica de observación.

Las fichas que hemos presentado dedicadas al medio geológico son las fichas sintéticas que resumen las conclusiones que a cada respecto se han obtenido en cada fuente, y que fundamentan la programación de la litoteca de referencia. No obstante disponemos de modelos de fichas para extraer directamente la información de cada muestra. Dadas por

una parte las escasas posibilidades temporales con que ha disfrutado la finalización de este trabajo para más detallada exposición y por otra el hecho de que tales fichas sólo presentan variación en la cabecera de entrada, hemos considerado oportuno no incluirlas en este trabajo.

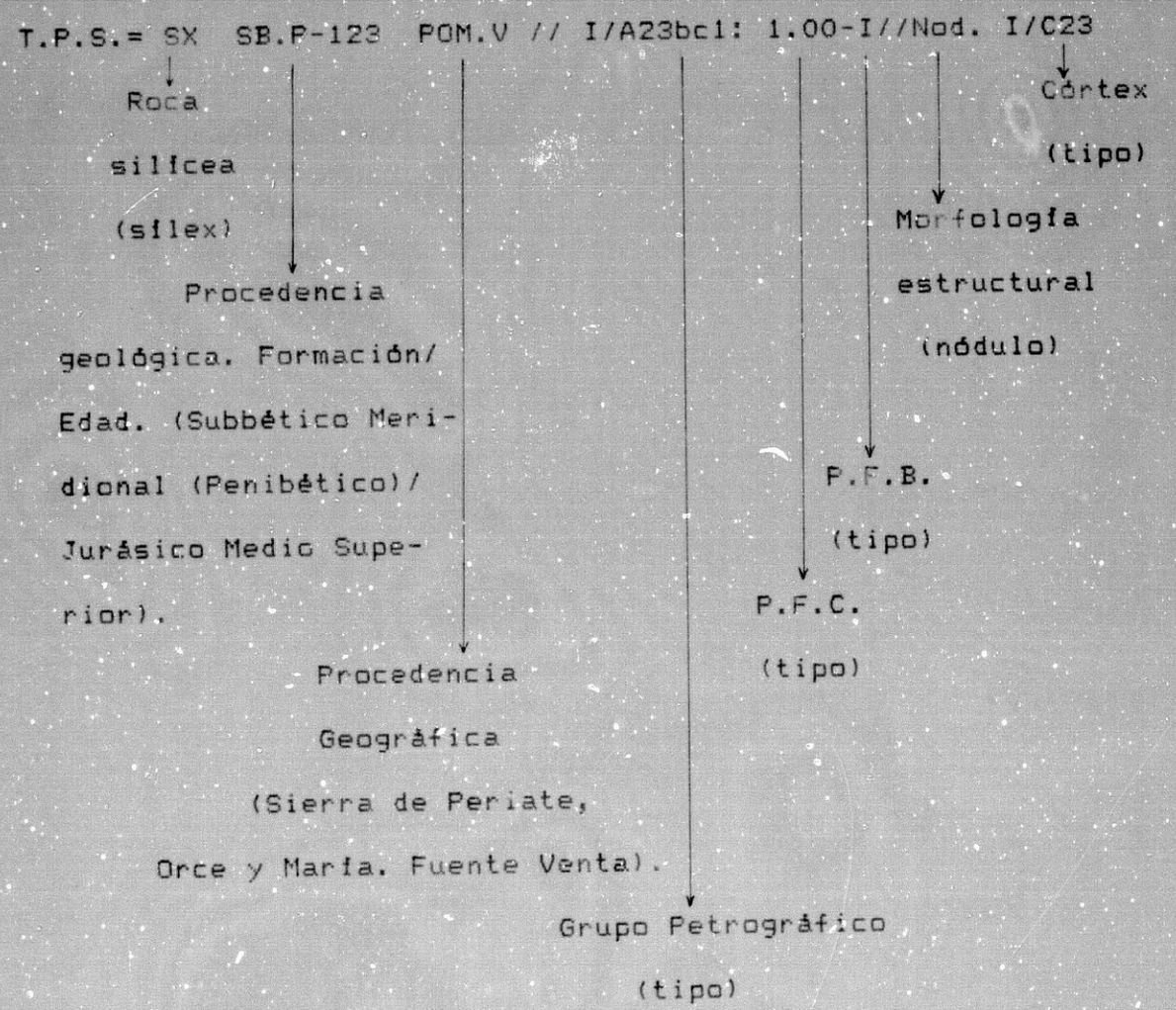
Aislamiento y definición de tipos petrográficos silíceos.

Un tipo petrográfico es una entidad que presenta una serie de características petrográficas mínimas que la aislan y la definen. Estas características mínimas se centran en la petrofacies. Dicha caracterización, representada en muestras de mano, corresponden a las mínimas unidades petrográficas aisladas en la litoteca de referencia.

Los conceptos que definen al tipo petrográfico silíceo (T. P. S.) son varios. Ya hemos hablado de la estructura sedimentaria, córtex, petrofacies y petrofábrica. La denominación de la roca silícea es factible ya por los informes geológicos ya por los análisis petrográficos realizados. En los análisis efectuados sobre material del medio, es evidentemente conocido tanto formación geológica/edad como la procedencia concreta. Por último, nos referimos al concepto de grupo petrográfico. En la programación de la litoteca de referencia las petrofacies

aisladas por sus diferentes características de masa pueden ser agrupadas en una serie de conjuntos mayores. Tales conjuntos son los grupos petrográficos.

En definitiva, un tipo petrográfico silíceo está diferenciado por una serie de conceptos en secuencia que clarificamos con un ejemplo:



Correlaciones petrográficas e inferencia de procedencia.

Las correlaciones se realizan entre dos marcos: (a) la litoteca de referencia programada según los análisis exoscópicos intensivos y extensivos responde a las informaciones del medio. Los tipos petrográficos silíceos tienen toda una serie de referencias descriptivas relacionadas con una procedencia geológica y geográfica. (b) Los materiales arqueológicos del poblado presentarían una doble posibilidad. Por una parte, los materiales líticos locales quedarían definidos a partir de todas las características que integran el concepto de tipo petrográfico silíceo excepto las cuestiones de procedencia. La amplia documentación intensiva de la petrografía local permitiría la inferencia de la procedencia geológica y geográfica a partir de correlaciones con la litoteca de referencia. Los materiales silíceos no locales presentes en el poblado no pueden correlacionarse con dicha litoteca. Una amplia descripción de los tipos petrográficos silíceos llevaría en estos casos a la inferencia de la procedencia tras análisis exoscópicos intensivos, análisis petrográficos de láminas delgadas o bien análisis paleontológicos. El conocimiento adquirido de la petrología regional debe entonces ser totalmente requerido para tareas inferenciales de procedencia.

FCMP (RS) FMP-FS A.E.I CG.I

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN FMP-FS. ANALISIS EXOSCOPICO INTENSIVO

CARACTERES GENOMORFICOS I. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

CARACTERES FENOMORFICOS. DEPOSITOS DETRITICOS (RESIDUALES Y SECUNDARIOS)

FMP	AREA	Nº ORDEN	FICHA Nº
FS			

CONTEXTO GEOLOGICO

PRIMARIO EXPOSICION							SECUND		
NOD	TAB T	TAB L	P	BL	OT	DR	DL	DRb	OT

| Nº ORDEN | TIPOS GENETICOS | | | ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS | | | | | | | | |

FCMP (RS) FMP-FS. A.E.I. CG

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN FMP-FS. ANALISIS EXOSCOPICO INTENSIVO

CARACTERES GENOMORFICOS I. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

CARACTERES FENOMORFICOS. DEPOSITOS DETRITICOS (RESIDUALES Y SECUNDARIOS)

F.M.P.	AREA	Nº ORDEN	FICHA Nº
FS			

Nº ORDEN	OBSERVACIONES	OTROS ANAL. PETROG.			DOC. FOTOGRAFICA	
		TIPO	REF FICHA	UNIDAD	FOT.	UNIDAD

FCMP (RS) FMP-FS. II. E.M.C.

FICHA Nº

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN FMP-FS. II.

ESTRUCTURAS DE MARGEN. CORTEX.

Nº ORDEN	TIPOS E.M.C.	CARACTERES FISICOS DE MASA																						COMPOSICION GENERAL														DISTRIBUCION GEOLOGICA		
		COLOR	CONSIST.		GHOSOR				TAMAÑO PARTICULA					TEXTURA SUPERF		ESTRUCTURAS HORIZONTALES				VERT			ROCA CAJA TIPOS			FRES	SILICIFICACION GRADO		RELICTOS ROCA CAJA			OTROS	TIPOS DE REGISTROS		REGISTROS
			A	B	MG	G	R	F	MF	MG	G	R	P	MF	M	G	B	A	V	S	OTRAS	R	C	CV	C	M	OTRAS	ENNV	A	B	PRTE DE LAT	OO	FOSILES		FMP	FS	
			OBS.																					ANAL. PETROG.		TIPO		REF. FICHA		UNID.		UA		RL	

FCMP (RS) FMP-FS II. EMC.

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN FMP-FS. II

ESTRUCTURAS DE MARGEN. CORTEX.

Nº ORDEN	TIPO EM C	OBSERVACIONES — DESCRIPCIONES	DIBUJOS	DOCUMENTACION FOTOGRAFICA / GRAFICA

FCMP (RS) FMP-FS AEI CG III

FICHA Nº

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN FMP-FS ANALISIS EXOSCOPICO INTENSIVO

CARACTERES GENOMORFICOS III ENTIDADES PETROGRAFICAS I. PETROFACIES

Nº ORDEN | TIPO PFC

DISTRIBUCION GEOLOGICA

TIPOS DE REGISTROS

FMP | FS

ORGANIZACION ESTRUCTURAL

CARACTERIZACION ESTRUCTURAL

CARACTER NO EST. | EST.

VARIABLES: MASA | CONTX

MORFOLOGIA: TIPO | CLASE | DISE | DELIM | RESLIM | EX

ORG MORF EST SEDIM: DISPOSICION

Z B S A R P A R C CV M N D N T C SC S N N N SC C

CARACTERIZACION FISICA DE LA MASA SILICEA

COLOR: a/b/c | d/e/f

BRILLO: A B N

TRANSPARENCIA: ME E R B MEMA

SILIFICACION: A R B MEMG

TAMAÑO PARTICULA: G R P MEME

FRACTURACION: CALIDAD B R M MM | MORF SUP L EC Q G

ANALISIS PETROGRAFICOS

LAM: REFICHA | DELG: UNID.

OTROS: TIPO | REFICHA | UNID. | TIPO | REFICHA | UNID.

CONTEXTURA

CONTENIDO

CARAC | COMP

FRECUENCIA: TOTAL | MUES | PANOR | AISL

UNIDADES FRECUENTES: DIST | ORIENT | R | I | ISOANISO | L | DIF

MORFOMETRIA: MORFOLOGIA: IRRE | CIRC | SUBC | OVAL | LOBL | LREC | LCUR | ADOL | OT | TAMAÑO: M | N | D

COLOR | FRAC: B | M

INORGANICO: CZ | F | G | OPALO | CAL | DOL | SID | HEM | LIM | GOE | ARC | ARM | ARS | ARA | ARL | ARV | ARG | ARB | ARN | ARR | ARAM

IMPUREZAS: PARTICULAS TERRIGENAS | PARTICULAS ELECTROMAGNETICAS | PARTICULAS ESTRELLADAS | PARTICULAS ESFERICAS | PARTICULAS COLOREADAS | PARTICULAS OPACAS | PARTICULAS TRANSPARENTES | PARTICULAS BIVALVOS

ORGANICO

RASGOS ESTRUCTURALES: COMP | SILICE: CZ: F | G | OPALO

CARAC: C | H | AISL | FRECUENCIA GENERAL | FRECUENCIA | UNID AISL | REF LIT

T P AIS R I SO L OT IR CR SC OV LB LR LC AD OT M N D COLOR B M

Nº ORDEN | TIPO PFC

DISTRIBUCION GEOLOGICA

TIPOS DE REGISTROS

FMP | FS

ORGANIZACION ESTRUCTURAL

CARACTERIZACION ESTRUCTURAL

CARACTER NO EST. | EST.

VARIABLES: MASA | CONTX

MORFOLOGIA: TIPO | CLASE | DISE | DELIM | RESLIM | EX

ORG MORF EST SEDIM: DISPOSICION

Z B S A R P A R C CV M N D N T C SC S N N N SC C

CARACTERIZACION FISICA DE LA MASA SILICEA

COLOR: a/b/c | d/e/f

BRILLO: A B N

TRANSPARENCIA: ME E R B MEMA

SILIFICACION: A R B MEMG

TAMAÑO PARTICULA: G R P MEME

FRACTURACION: CALIDAD B R M MM | MORF SUP L EC Q G

ANALISIS PETROGRAFICOS

LAM: REFICHA | DELG: UNID.

OTROS: TIPO | REFICHA | UNID. | TIPO | REFICHA | UNID.

CONTEXTURA

CONTENIDO

CARAC | COMP

T P AIS R I SO L OT IR CR SC OV LB LR LC AD OT M N D COLOR B M

INORGANICO: CZ | F | G | OPALO | CAL | DOL | SID | HEM | LIM | GOE | ARC | ARM | ARS | ARA | ARL | ARV | ARG | ARB | ARN | ARR | ARAM

IMPUREZAS: PARTICULAS TERRIGENAS | PARTICULAS ELECTROMAGNETICAS | PARTICULAS ESTRELLADAS | PARTICULAS ESFERICAS | PARTICULAS COLOREADAS | PARTICULAS OPACAS | PARTICULAS TRANSPARENTES | PARTICULAS BIVALVOS

ORGANICO

RASGOS ESTRUCTURALES: COMP | SILICE: CZ: F | G | OPALO

CARAC: C | H | AISL | FRECUENCIA GENERAL | FRECUENCIA | UNID AISL | REF LIT

Nº ORDEN | TIPO PFC

DISTRIBUCION GEOLOGICA

TIPOS DE REGISTROS

FMP | FS

ORGANIZACION ESTRUCTURAL

CARACTERIZACION ESTRUCTURAL

CARACTER NO EST. | EST.

VARIABLES: MASA | CONTX

MORFOLOGIA: TIPO | CLASE | DISE | DELIM | RESLIM | EX

ORG MORF EST SEDIM: DISPOSICION

Z B S A R P A R C CV M N D N T C SC S N N N SC C

CARACTERIZACION FISICA DE LA MASA SILICEA

COLOR: a/b/c | d/e/f

BRILLO: A B N

TRANSPARENCIA: ME E R B MEMA

SILIFICACION: A R B MEMG

TAMAÑO PARTICULA: G R P MEME

FRACTURACION: CALIDAD B R M MM | MORF SUP L EC Q G

ANALISIS PETROGRAFICOS

LAM: REFICHA | DELG: UNID.

OTROS: TIPO | REFICHA | UNID. | TIPO | REFICHA | UNID.

CONTEXTURA

CONTENIDO

CARAC | COMP

T P AIS R I SO L OT IR CR SC OV LB LR LC AD OT M N D COLOR B M

INORGANICO: CZ | F | G | OPALO | CAL | DOL | SID | HEM | LIM | GOE | ARC | ARM | ARS | ARA | ARL | ARV | ARG | ARB | ARN | ARR | ARAM

IMPUREZAS: PARTICULAS TERRIGENAS | PARTICULAS ELECTROMAGNETICAS | PARTICULAS ESTRELLADAS | PARTICULAS ESFERICAS | PARTICULAS COLOREADAS | PARTICULAS OPACAS | PARTICULAS TRANSPARENTES | PARTICULAS BIVALVOS

ORGANICO

RASGOS ESTRUCTURALES: COMP | SILICE: CZ: F | G | OPALO

CARAC: C | H | AISL | FRECUENCIA GENERAL | FRECUENCIA | UNID AISL | REF LIT

FCMP (RS). FMP-FS. A.E.I. C.G. III

FICHA Nº

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN FMP-FS. ANALISIS EXOSCOPICO INTENSIVO

CARACTERES GENOMORFICOS III. ENTIDADES PETROGRAFICAS. 1. PETROFACIES.

Nº ORDEN	TIPO PFC	OBSERVACIONES — DESCRIPCIONES	DIBUJOS	DOCUMENTACION
				FOTOGRAFICA
				GRAFICA
				FOTOGRAFICA
				GRAFICA
				FOTOGRAFICA
				GRAFICA

FICHA Nº

FCMP (RS). FMP-FS. A.E.I. C.G. III E.P. II. P.F.B.

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN FMP -FS. ANALISIS EXOSCOPICO INTENSIVO

CARACTERES GENOMORFICOS. III ENTIDADES PETROGRAFICAS II. PETROFABRICAS.

Nº ORDEN | TIPO PFB

DISTRIBUCION GEOLOGICA

TIPOS DE REGISTROS

FMP | F.S.

ORGANIZACION ESTRUCTURAL

CARACTER ESTRUCTURADA PFC — NO EST. | EST. (NO EST. | CANT | a b c d e f)

CARACTERIZACION ESTRUCTURAL — VARIABLES — MASA — CONTX. TIPO: CL BR TR SL TP FC CT RE Z B

MORFOLOGIA: CLASE: S A R P A R C CV M N D

DISP: DELIM: RES LIM.

UNIDAD AISLADA

OTROS ANALISIS PETROGRAFICOS — LAM. DELG. — OTROS: REF FICHA | UNIDAD | TIPO | REF F | UNIDAD

ORG. MORF. EST. SEDIM. — E.S | DISPOSICION: N T C SCy SN 2x SN 1x N SN 1y SN 2y SCy C

RASGOS ESTRUCTURALES

CARACTER

HOM. | COH. | AMPLITUD: HH HT CH IH | GRADO REC. PFC: A B TR TE IT REL RC | CARAC. GENETICO: V G L C | FRECUENCIA: AISL. | FRECUENTES | ESTD: E C E C U E E E P E B | MORFOMETRIA: IR C OV AD OT G M P | COLOR | SILIC. | FRAC.: A B B M

COMPOSICION: IH HT — C-SI CZ F G — C O PALO H — RELICTOS R.C. CA FE MN F

CARACTER ESTRUCTURADA — NO EST | CANT | a b c d e f — VARIABLES — MORFOLOGIA: CL BR TR SL TP FC CT RE Z B | S A R P A R C CV M N D

FMP | F.S.

UNIDAD AISLADA — OTROS ANALISIS PETROGRAFICOS — LAM. DELG. — OTROS: REF FICHA | UNIDAD | TIPO | REF F | UNIDAD — ORG. MORF. EST. SEDIM. — E.S | DISPOSICION: N T C SCy SN 2x SN 1x N SN 1y SN 2y SCy C

HH HT CH IH | AMPLITUD | CARAC. GENETICO | FRECUENCIA | MORFOMETRIA | COLOR | SILIC. | FRAC.

A B TR TE IT REL RC | V G L C | AS EC ECU E E E P E B | IR C OV AD OT G M P | A B B M

COMPOSICION: IH HT — C-SI CZ F G — C O PALO H — RELICTOS R.C. CA FE MN F

CARACTER ESTRUCTURADA — NO EST | CANT | a b c d e f — VARIABLES — MORFOLOGIA: CL BR TR SL TP FC CT RE Z B | S A R P A R C CV M N D

FMP | F.S.

UNIDAD AISLADA — OTROS ANALISIS PETROGRAFICOS — LAM. DELG. — OTROS: REF FICHA | UNIDAD | TIPO | REF F | UNIDAD — ORG. MORF. EST. SEDIM. — E.S | DISPOSICION: N T C SCy SN 2x SN 1x N SN 1y SN 2y SCy C

HH HT CH IH | AMPLITUD | CARAC. GENETICO | FRECUENCIA | MORFOMETRIA | COLOR | SILIC. | FRAC.

A B TR TE IT REL RC | V G L C | AS EC ECU E E E P E B | IR C OV AD OT G M P | A B B M

COMPOSICION: IH HT — C-SI CZ F G — C O PALO H — RELICTOS R.C. CA FE MN F

CARACTER ESTRUCTURADA — NO EST | CANT | a b c d e f — VARIABLES — MORFOLOGIA: CL BR TR SL TP FC CT RE Z B | S A R P A R C CV M N D

FMP | F.S.

UNIDAD AISLADA — OTROS ANALISIS PETROGRAFICOS — LAM. DELG. — OTROS: REF FICHA | UNIDAD | TIPO | REF F | UNIDAD — ORG. MORF. EST. SEDIM. — E.S | DISPOSICION: N T C SCy SN 2x SN 1x N SN 1y SN 2y SCy C

HH HT CH IH | AMPLITUD | CARAC. GENETICO | FRECUENCIA | MORFOMETRIA | COLOR | SILIC. | FRAC.

A B TR TE IT REL RC | V G L C | AS EC ECU E E E P E B | IR C OV AD OT G M P | A B B M

COMPOSICION: IH HT — C-SI CZ F G — C O PALO H — RELICTOS R.C. CA FE MN F

CARACTER ESTRUCTURADA — NO EST | CANT | a b c d e f — VARIABLES — MORFOLOGIA: CL BR TR SL TP FC CT RE Z B | S A R P A R C CV M N D

FMP | F.S.

UNIDAD AISLADA — OTROS ANALISIS PETROGRAFICOS — LAM. DELG. — OTROS: REF FICHA | UNIDAD | TIPO | REF F | UNIDAD — ORG. MORF. EST. SEDIM. — E.S | DISPOSICION: N T C SCy SN 2x SN 1x N SN 1y SN 2y SCy C

HH HT CH IH | AMPLITUD | CARAC. GENETICO | FRECUENCIA | MORFOMETRIA | COLOR | SILIC. | FRAC.

A B TR TE IT REL RC | V G L C | AS EC ECU E E E P E B | IR C OV AD OT G M P | A B B M

COMPOSICION: IH HT — C-SI CZ F G — C O PALO H — RELICTOS R.C. CA FE MN F

FICHA Nº

FCMP (RS) FMP-FS A.E.I C.G III E.P II. PFB

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN FMP. - FS. ANALISIS EXOSCOPICO INTENSIVO

CARACTERES GENOMORFICOS. III ENTIDADES PETROGRAFICAS II. PETROFABRICAS.

Nº ORDEN	TIPO PFB	OBSERVACIONES — DESCRIPCIONES	DIBUJOS	DOCUMENTACION
				FOTOGRAFICA
				GRAFICA
				FOTOGRAFICA
				GRAFICA
				FOTOGRAFICA
				GRAFICA
				FOTOGRAFICA
				GRAFICA
				FOTOGRAFICA
				GRAFICA

FCMP (RS). A. A.E.I. C.G. y F.

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN ASENTAMIENTOS. ANALISIS EXOSCOPICO INTENSIVO

CARACTERES GENOMORFICOS Y FENOMORFICOS

ASENTAMIENTO _____ EPOCA _____

CARACTER ASENT _____ CULTURA _____

PROCEDENCIA | D1ra D2a | RS | FS | T.P.S. | Nº ARTEFACTO

CANTIDAD M.P. | PESO | ARQ | ORIG | GRAV ESP | ARQ. | ORIG | VOLUMEN | FICHA Nº

UTILIZACION / GRADO TRANSF. TECNOLOG. | DESECHO TECNOLOGICO | UTIL: NO ELABORADO | ELABORADO

HUELLAS USO: OBSERVADAS: MACRO / MICRO; NO OBSERV.

C.G. I ESTRUCTURA SEDIMENTARIA

MORFOMETRIA

MORFOLOGIA

TIPOS: NODULAR (TABULAR: TABLA, LOSETA, PLAQUETA, BL. IRREG., OTROS) — NORMALIZACION: NODULAR TABULAR REG. (ESF, OVO, CIL, LOB, RAM, REG) IRREG. (RAM, BOUD) — IRREG. — TAMAÑO: LONGITUD, ANCHURA, GROSOR

CARACTER OBSERV. | PRES. CORTEX | OBS. MICRO

C.G. II ESTRUCTURA DE MARGEN. CORTEX.

EM.C _____

CARACTERES FISICOS DE MASA

COLOR | CONST. (A B MG) | GROSOR (G R F MF) | TAM. PART. (MG G R P MP) | TEX.SUP (M G B) | ESTRUCTURAS: HORIZONTALES (A V S) OTRAS | VERT. (R C CV)

COMPOSICION GENERAL

ROCA CAJA: TIPOS (C M OTRAS) | PRES. (EN NV)

SILIFICACION: GRAD. (A B) | TX | AS | OO | FREC. RELICTOS ROCA CAJA: FOSILES | OTROS

ALTERACION: OBS | NO OBS | TIPO

CARAC. OBSERV.

CARACTERES FENOMORFICOS

CONTEXTOS NATURALES

CARACTER QUIMICO: ALT. SILICEAS (DESIL.; NEO SILICEAS: PB OS LS LP LF LE LEo LFI) | ALT. NO SILIC. (FE; P: LM RB IM; B: N; S: D C) | CARAC MEC. (HERT: C C; TERM: F FL; FR: C E)

CONTEXTOS ANTROPICOS

USO: L F E R B L C | ALT. TERMICA: RP FP | OTROS

CARAC. OBSERV.

C.G. III a PETROFACIES

P.F.C. _____

ORGANIZACION ESTRUCTURAL

CARACTERIZACION ESTRUCTURAL

CARECTER: NO EST. | EST. | VARIABLES: MASA | CONTX.

MORFOLOGIA: TIPO (Z B S A R P) | CLASE (A R C CV) | DISP. (M N D) | DELIM. (N T C SC) | RES.LIM. (2X SN SN 1X N) | ORG. MORF. EST. SEDIM.: ES. (SN 1Y SN 2Y SC C)

CONTEXTURA

CONTENIDO

CARAC / COMP. | FRECUENCIA: MUES. (TOTAL, PARTIAL) | UNIDADES FRECUENTES: AISL. | DISP. (R I) | ORIENT. (ISO, ANISO: L OT) | MORFOMETRIA: MORFOLOGIA (IRRE, CIRC, SUBC, OVAL, LOBL, L REC, LCUR, A DEN, OT) | TAMAÑO (M N D) | COLOR | FRAC. (B M)

RASGOS ESTRUCTURAL: COMP | SILICE (CZ: F G; OPALO) | CARAC | FRECUENCIA DE NEC. (C H) | FRECUENTES (AISL. UNIG. REF. LIT.)

CARACTERIZACION FISICA DE LA MASA SILICEA

COLOR: a/b/c d/e/f | BRILLO (A B N) | TRANSPARENCIA (ME E R B MB MA) | SILIFICACION (A R B MB MG) | TAMAÑO PARTICULA (G R P MF) | FRACTURACION: CALIDAD (MB B N M MM L EC O G) | MORF SUP

CARAC. OBSERV.

OBS. _____

INORGANICO: SILICE (OPALO, CZ) | IMPUREZAS: PARTICULAS COLOREADAS (MG, MF) | RELICTOS R.C. (FOSILES, BIV.)

ORGANICO: RAD. FOR. BIV.

C.G. III b PETROFABRICA

P.F.B. _____

ORGANIZACION ESTRUCTURAL

CARACTERIZACION ESTRUCTURAL

CARACTER: NO EST. | ESTRUCTURADA P.F.C.: CANT. | EST. (a b c) | NO EST. (d e f)

VARIABLES: MASA (CL BR TR SL TP FC CT RE) | CONTX. | MORFOLOGIA: TIPO (Z B S A R) | CLASE (P A R C CV) | DISP. (M N D) | DELIM. | RES.LIM.

ORG. MORF. EST. SEDIM. | CARAC. OBSERV.

ES. | DISPOSICION: N T C SC SN 2X SN 1X N SN 1Y SN 2Y SC C

OBS. _____

RASGOS ESTRUCTURALES

CARACTER: HOM. (HM HT) | COH. (CH IH) | AMPLITUD: GRADO (A B) | REC. (TR TE) | P.F.C. (IT) | CARAC. GENETICO: RELAC. | INCL. (C: V G; H: L C) | FRECUENCIA: AISL. | FRECUENTES (EST.) (EC EU EE EP EB) | MORFOMETRIA: MORFOLOGIA (IR C OV AD OT) | TAMAÑO (G M P) | COLOR | SILIC. | FRACT. (A B B M)

COMPOSICION: RELICTOS R.C. (SILICE: CZ, OPALO; FOSILES; BIV.)

FCMP (RS) A. A.E.I. C.G. y F.

FICHA DE CARACTERIZACION DE MATERIAS PRIMAS EN ASENTAMIENTOS. ANALISIS EXOSCOPICO INTENSIVO

CARACTERES GENOMORFICOS Y FENOMORFICOS

Nº ARTEFACTO

FICHA Nº

OBSERVACIONES — DESCRIPCIONES

C G I ESTRUCTURA SEDIMENTARIA

DOC. FOTOGR.

C G II. ESTRUCTURA DE MARGEN. CORTEX

DOC. FOTOGR.

CARACTERES FENOMORFICOS

DOC. FOTOGR.

C.G. IIIa PETROFACIES

C G IIIb. PETROFABRICA

DIBUJOS

OTRAS DOCUMENT.

GRAFICA

FOTOGRAFICA

OTROS ANALISIS PETROGRAFICOS	TIPOS DE ANALISIS				
	Mic. Opt.	L. D.	M. E. B.		
REFERENCIA FICHA					

4. Los Análisis Descriptivos y Explicativos del Suministro. Puntualizaciones sobre los Ultimos Requerimientos Analíticos para un Estudio Sistémico Contextualizado del Suministro.

En función de los requerimientos analíticos globales sumarizados en el apartado I2B1 y teniendo presente los desarrollos programáticos efectuados previamente (apartados I2B2 y I2B3), sólo faltaría la programación analítica de requisitos muy puntuales para lograr una descripción y explicación del sistema.

a. Descripción.

Recordando los requerimientos analíticos presupuestos para una adecuada descripción del sistema, puntualizábamos que en el marco intraasentamiento necesitaríamos clasificaciones petrográficas, procedencias, número de artefactos, su peso y/o volumen y asignaciones temporales. En el marco extraasentamiento, análisis petrográficos de las rocas silíceas locales (y regionales) que derivaran hacia la programación de una litoteca de referencia serán requisitos suficientes para los intereses sistémicos de la descripción.

Los apartados previos (I2B2 y I2B3) desarrollan la

programación analítica de todos estos requisitos, excepto de dos de ellos a realizar en el marco del asentamiento: valoración cuantitativa del as materias primas y valoración temporal de las muestra.

(a). **La valoracion cuantitativa de la materias primas** es efectuada normalmente a partir del número de artefactos ya en función del peso. No obstante, y como bien apunta Bouey (1983), tales medidas falsean los stocks de materias primas recuperadas en los sitios arqueológicos ya que, por un lado, el número es un factor altamente dependiente del contexto conductual (transformaciones tecnológicas) y del contexto arquelógico (fracturaciones naturales). El peso, por otra parte, aunque es un concepto adaptado a nuestras pretensiones, queda dependiente de las diferentes densidades específicas de cada material. Dicho autor concluye entonces en cuantificar los volúmenes de materias primas a partir del peso global de los artefactos que componen cada grupo de materias primas u en función de las densidades de cada material según la fórmula:

$$V = \frac{\text{Peso}}{\text{Gravedad específica}}$$

$$cc = \frac{gr}{gr/cc}$$

$$cc = cc$$

Nosotros hemos quedado de acuerdo con las anotaciones de Bove aunque realizando ciertas precisiones:

1. Los pesos del material lítico recuperados en contextos arqueológicos no deben corresponderse con los pesos del mismo material en el momento de llegada al poblado a causa de una serie de transformaciones antrópicas y arqueológicas. Si bien nosotros podemos hacer experimentaciones que implique a las rocas en su estado de materia prima y a las mismas rocas procesadas por los contextos antrópicos y arqueológicos del sitio prehistórico, nos referimos aquí exclusivamente a la necesidad de destacar las variaciones de peso más significativas. Por un lado, es bien conocido como las alteraciones térmicas píricas efectuadas por el hombre pueden disminuir el peso del material cuando éste es sometido a altas y constantes temperaturas. Una experimentación adecuada en el marco de estas alteraciones y con materia prima puede llevarnos a un conocimiento del factor pérdida de peso en relación a la presencia de otros caracteres fenomórficos que debidos al fuego sean fácilmente reconocibles. Por otro lado, el contacto arqueológico es generalmente un marco adecuado para las disoluciones siliceas y como queda expuesto en

el apartado correspondiente, el proceso de patinación lleva a una progresiva pérdida de peso. En definitiva, en los materiales alterados por el fuego o por disoluciones silíceas (patina blanca), el peso actual debe ser adecuadamente considerado.

2. Dado que las densidades específicas de las rocas proporcionadas por los estudios petrográficos quedan referidas a materiales muy concretos, hemos de asumir, como efectivamente ocurre en realidad, que las densidades específicas varían con las determinadas petrografías. En simple, ni todas las rocas silíceas ni sus facies petrográficas tienen la misma densidad específica. Las densidades específicas no sólo varían en el marco de determinadas especies petrográficas sino incluso en relación a sus variaciones petrográficas más mínimas. En definitiva, por ejemplo, los sílex de un mismo afloramiento pueden llegar a mostrar significativas diferencias en sus respectivas densidades específicas.

En conclusión, una aproximación al volumen de materia prima en el marco de una agrupación petrográfica (siempre con el mismo tipo P. F. C.) debe considerar la densidad específica de exclusivamente dicho material. Si no existen alteraciones significativas como las indicadas previamente, la presncia de córtex en algunos ejemplos debe ser considerada al respecto.

El peso de materiales alterados deben considerar factores que aproximen tal peso a la realidad previa a la alteración. Estas consideraciones de peso, gravedad especifica y volumen son registradas para cada artefacto en las correspondientes fichas de análisis exoscópico intensivo para una inmediata correlación entre la materia prima y su volumen en cada artefacto.

(b). **Valoración temporal de las materias primas.** Como ya anotamos en el apartado I.2.B.1., tal valoración dependería de dos cuestiones fundamentales. Por una parte, es necesaria una precisa localización de cada artefacto en el espacio tridimensional de los registros arqueológicos de manera que dicha localización presente información para una discusión contextualizada de la relación entre localización arqueológica y localización conductual. El objetivo de esta discusión es establecer si tales localizaciones que nosotros recuperamos responden a la deposición conductual o bien a los procesos dinámicos de los contextos arqueológicos. Nosotros mismos hemos elaborado el programa de registro de variables en los trabajos de campo y hemos iniciado algunos análisis significativamente exitosos al respecto. Si bien poseemos fichas de registro que mantienen tal programación y centradas en los artefactos líticos tallados, nuevamente, las limitaciones temporales con que se ha finalizado este trabajo no han posibilitado desarrollar en este momento tales

cuestiones. No obstante, los temas fundamentales al respecto pueden consultarse en otra parte (Ramos Millán, 1986b). En segundo lugar, debemos poseer un adecuado conocimiento de los procesos generadores de las unidades sedimentarias que se muestran como matrices de los componentes materiales del registro arqueológico, en nuestro caso, artefactos líticos tallados. Observaciones arqueológicas y análisis sedimentológicos especializados (Departamento de Prehistoria de la Universidad de Granada, 1986) deben llevarnos al respecto de nuestros intereses a un adecuado conocimiento de las genéticas naturales y/o antrópicas implicadas en la formación de tales unidades sedimentarias. De esta manera pueden alcanzarse definiciones cronológicas para las matrices sedimentarias de los artefactos y si la localización arqueológica de estos componentes queda adecuadamente discutida según los requisitos previamente anotados, podríamos llegar a una elevada resolución de la valoración temporal de la deposición de los mismos en el marco secuencial del sitio.

b. **Explicación.**

Según quedó anotado en el apartado I2BI, los requerimientos analíticos para proceder a una explicación del sistema son diversos y dependientes de los intereses formales

o no formales del análisis.

Muchos de los requisitos salen de las coordenadas actuales de este trabajo aunque son propuestas a retomar en el futuro desarrollo de nuestro proyecto de investigación. No obstante, los requisitos pueden ser parcialmente satisfechos y utilizados en estos análisis a fin de procurarnos hipótesis explicativas para futuros avances analíticos.

(a). Un conocimiento generalizado de los desechos líticos, útiles y actividades donde éstos fueron implicados. Cada artefacto lítico tallado puede ser valorado en líneas generales en relación a estas cuestiones, dada la actual ausencia de análisis tecnológicos y funcionales sobre los mismos. La ficha correspondiente al análisis exoscópico intensivo recogería tales cuestiones para una inmediata correlación entre las materias primas y dichas variables generales tecnológicas y funcionales.

(b). Los contextos de almacenaje, producción y desecho pueden ser valorados en relación a la distribución espacial horizontal de los artefactos líticos tallados en el sitio. La programación de la documentación para la realización de tales análisis está en curso, bastante desarrollada pero aún no finalizada. De tal manera la documentación al respecto que en este trabajo podamos utilizar tendría sólo un carácter