

RENE POMEL
DIDIER MIALLIER
JEAN FAIN
SERGE SANZELLE
JOAQUIN MECO

EL VOLCANISMO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR
EN GRAN CANARIA

PATRONATO DE LA «CASA DE COLON»
ANUARIO DE ESTUDIOS ATLANTICOS

AÑO 1985

MADRID - LAS PALMAS

Núm. 31

EL VOLCANISMO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN GRAN CANARIA

P O R

RENÉ-SIMON POMEL, DIDIER MIALLIER, JEAN FAÏN,
SERGE SANZELLE y JOAQUÍN MECO (*)

Résumé.—Un épisode volcanique sous-marin littoral, daté par thermoluminescence ver 95.000 ans s'est produit durant le Pleistocène Supérieur. Il est contemporain d'une phase pédogénétique tropicale humide et d'une faune marine guinéenne a *Strombus bubonius*.

Abstract.—Dating of beach/shallow marine volcanic phasis during the Upper Pleistocene from Gran Canaria: stratigraphy, pedoclimatology and thermoluminescent age evaluation.

Beach/shallow marine volcanic phasis, contemporaneous of an humid tropical pedogenesis and a guinean fauna with *Strombus bubonius*, has been dated by means of the quartz inclusion method et 95.000 years, during the Uper Pleistocene.

* R. S. POMEL: VA 903 du C.N.R.S. Institut de Géographie, Université d'Aix-en-Provence (Francia).

D. MIALLIER, J. FAÏN y S. SANZELLE: Laboratoire de Physique corpusculaire, Université de Clermont II, 63170 Aubiere (Francia).

J. MECO: Escuela Universitaria del Profesorado de Las Palmas (Universidad de La Laguna), Juana de Arco, 1, 35004 Las Palmas.

INTRODUCCIÓN

Si bien la cartografía de las formaciones volcánicas de las islas Canarias es bastante conocida (Fuster et al., 1968), por el contrario la estratigrafía y la cronología se conocen poco. Sobre todo las formaciones más recientes y especialmente aquellas situadas entre el límite del K/Ar (0,3-0,2 m.a. en ciertos laboratorios) y el del C14 (35.000-40.000 años B.P.). En la isla de Gran Canaria, el conocimiento de las formaciones marinas y continentales (Meco, 1977; Pomel et al., 1983) ha permitido definir varios conjuntos volcánicos contemporáneos de depósitos marinos elevados. El más antiguo contiene una fauna cálida contemporánea de la erupción que produjo el aglomerado Roque Nublo. Está datado del Plioceno inferior entre 4,3 y 3,8 m.a. (Schmincke, 1982). El segundo contiene una fauna fría con reliquias de fauna cálida y está datado entre 0,5 y 0,3 m.a. (Lietz y Schmincke, 1975) por las series de Cardones y Arucas, es decir, del final de la regresión del Mindel. Este episodio ha sido reconocido también en Fuerteventura y en Tenerife (Pomel et al., 1983). Los niveles más recientes, con fauna fría, han sido datados por C14 como intra-würm hacia 35.000 años B.P., y como holocenos hacia 3.000-5.000 años B.P. principalmente en Fuerteventura (Meco y Pomel, 1985; Pomel et al., 1983) pero no parecen corresponder a ninguna serie volcánica litoral claramente definida en Gran Canaria, con la excepción probable de los volcanes estrombolianos del sur de La Isleta.

Por el contrario, un nivel más antiguo, con fauna cálida, de *Strombus bubonius* que habita en la actualidad en el Golfo de Guinea se conoce del conjunto de las islas orientales (Meco, 1977) y es característica de una época «tirreniense», en un único nivel en las Canarias al igual que en las islas volcánicas del Mediterráneo (Pomel et al., 1983). Es contemporáneo de la serie III de Fuster en La Isleta y en Arinaga y de ciertas coladas cartografiadas en la serie II de Gran Canaria, como la de la Playa del Hombre.

La estratigrafía de Gran Canaria se revela ahora como imperfecta puesto que una lava cartografiada como de la serie IV

tiene una edad de 0,3 m.a. en Punta Arucas, mientras que las formaciones cartografiadas en la serie III, e incluso en la II, son más recientes. Casos de la Playa del Confital, Arinaga y Playa del Hombre (fig. 1, 2 y 3).

I. DATACIÓN DE UN EPISODIO VOLCÁNICO LITORAL EN GRAN CANARIA

Las formaciones volcánicas submarinas se han descrito en Gran Canaria, por lo común, por su carácter de lavas «haüynitizadas» (Hernández Pacheco, 1969) o palagonitizadas. Son contemporáneas de niveles marinos elevados, bien al comienzo del Plioceno o al final del «Mindel».

Sobre la costa oriental, desde La Isleta hasta Arinaga, varios aparatos volcánicos presentan numerosos caracteres litoral-submarinos: conos rebajados de hyaloclastitas, mezclas de palagonita y de algas calcáreas, asociación de elementos volcánicos rodados a areniscas o conglomerados de playa. Estos aparatos pueden clasificarse atendiendo al modelo de los volcanes que surgen en el litoral.

En el norte de La Isleta, en la Playa del Confital (fig. 4 A), todos los términos, desde las hyaloclastitas hasta las lavas subaéreas, están comprendidos. Las formaciones volcánicas encuadran una arenisca marina fosilizada en la parte sur por lavas de la serie IV de Fuster (fig. 4 B). Esta terraza marina es correlacionable con los depósitos con *Strombus bubonius* de la ciudad de Las Palmas (solar de la calle León y Castillo núm 50, cerca de la Palaza de La Feria) (fig. 4 C). La subida del mar con la marea queda notablemente marcada en las formaciones volcánicas submarinas (Furnes y Sturt, 1976).

En Arinaga (fig. 4 HIJ) varios aparatos de hyaloclastitas tienen un material enteramente palagonitizado con restos de algas calcáreas y de fósiles litorales. La palagonita está rodeada de una corona dolomítica que la ha protegido de los procesos de desvitrificación, en un nivel muy superior a la acción de la salpicadura de las olas actuales. Se puede así suponer un nivel marino superior al metro en esta región de la isla (fig. 4 G) pero sobrepasando los cinco metros, más al norte (fig. 4 C) en

Las Palmas, e inferior al nivel actual del mar en el sur (región de Maspalomas).

Las lavas cartografiadas en la serie II de Fuster (fig. 2) fosilizan una duna, un conglomerado marino, una arenisca y un paleosuelo pardo rojizo caolínico (fig. 4 DEF), al norte de la Punta de La Cueva, en Punta Silva, en la Playa del Hombre, e igualmente en la carretera de Telde.

La muestra intervolcánica recogida (muestra GC 779) (fig. 5 y 4 D) está constituida por arenas eólicas que contienen cuarzo (alrededor del 10 %) en las fracciones 315-500 mmicras y 160-315 mmicras principalmente. La distribución del cuarzo, de origen sahariano, caracterizado por su entramado ferruginoso propio de una roca madre de arenisca, en las fracciones de granulometría mediana a grosera de las arenas, implica condiciones aerodinámicas sensiblemente diferentes de las actuales en las que las únicas fracciones que transitan son las de 50-80 mmicras (Carlson y Prospero, 1972). Es bien sabido que los períodos de migración dunar no son los del «optimum» árido. La constitución de estas dunas sobre una plataforma litoral emergida está de acuerdo con lo que se conoce de la regresión del «Riss» en las islas Canarias (Pomel et al., 1983): un período de cambio climático desde hiperárido a tropical húmedo. Asociada a este nivel dunar, la playa marina está constituida por una arenisca fina que en otras localidades (Las Palmas y Maspalomas) contiene una fauna caracterizada por los *Strombus bubonius* que viven en la actualidad en el Golfo de Guinea (Meco, 1977).

Metodología y separación

Se ha utilizado la técnica clásica de las inclusiones de cuarzo. Los granos de cuarzo se tomaron en la fracción 80 (160-315 mmicras) de arena en la que ellos representan una proporción muy pequeña (algunos %). Se separaron logrando una pureza de alrededor del 90 % por medio de una combinación de diferentes métodos: separador magnético Frantz-Isodynamic, líquido denso (bromoforno), ácido fluorhídrico, ultrasonidos, tamizado. En efecto, el aislamiento de cuarzo eólico en un sedimen-



Figura 3.—Cartografía de la serie basáltica III de FUSTER y localización de los cortes estudiados en la figura 4

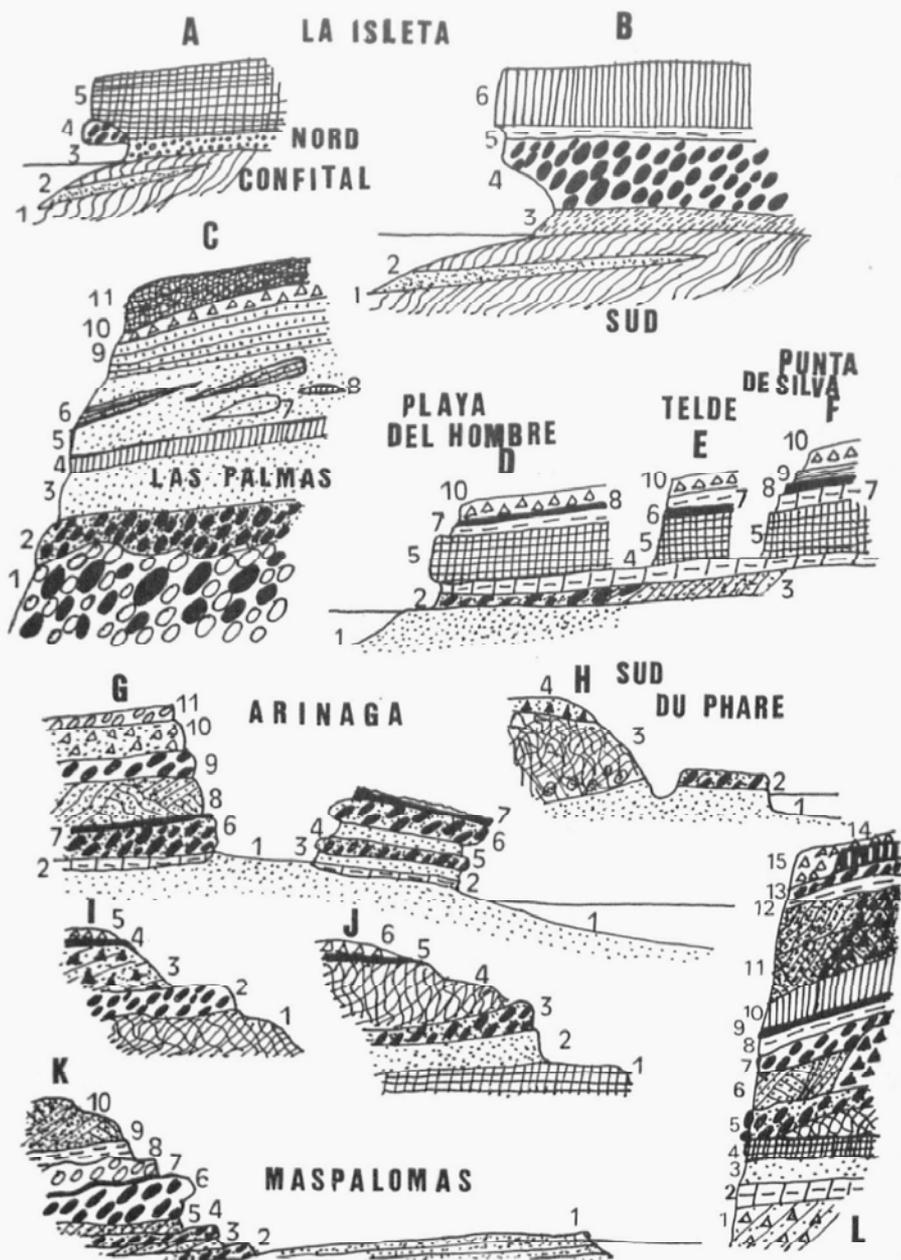


Figura 4.—La explicación en la página inmediata

Figura 4.—Cortes estratigráficos del Pleistoceno superior en Gran Canaria.

A) LA ISLETA (Norte)-PLAYA DEL CONFITAL: 1. Hyaloclastita.—2. Areniscas marinas.—3. Piroclastos.—4. Playa con *Patella* intra-Würm.—5. Lavas de la serie III.

B) LA ISLETA (Sur): 1. Hyaloclastita de la serie III.—2. Arenisca con fauna de *Ostrea* y lamelibranchios en posición de vida.—3. Paleosuelo marrón sobre limos intra-Würm.—4. Playa con *Patella* intra-Würm.—5. Vertisol y horizonte termometamorfizado.—6. Lavas de la serie IV (aquí holocenas).

C) LAS PALMAS (calle León y Castillo, n.º 50, cerca de la Plaza de la Feria): 1. Conglomerado marino del Plioceno inferior y contemporáneo de la erupción Roque Nublo (altitud de alrededor de 5 m.).—2. Conglomerado marino con elementos basálticos no alterados de la serie III (altitud de 5 a 6 m.).—3. Arenisca no consolidada con fauna marina de *Strombus bubonius* (altitud 6 a 7,5 m.).—4. Paleosuelo rojo, rico en caolinita y hematitas, conteniendo *Helix* (intra-Würm).—5. Arenas intra-Würm.—6. Arenas negras en disposición lenticular (estran).—7. Bolsadas de areniscas conteniendo fauna marina y fauna continental.—8. Restos de erosión de paleosuelos.—9. Arenas finas ricas en minerales pesados (Holoceno).—10. Coluvión subactual.—11. Restos antrópicos y terrazamiento.

D) PLAYA DEL HOMBRE-NORTE DE LA PUNTA DE LA CUEVA: 1. Arenisca marina «tirreniense».—2. Conglomerado marino.—3. Duna litoral conteniendo cuarzo sahariano.—4. Paleosuelo rojo rico en caolinita.—5. Coladas cartografiadas de la serie II por FUSTER y datadas en alrededor de 100.000 años por termoluminiscencia.—7. Suelos marrones.—8. Costra calcárea.—10. Coluvión del «Würm».

E) CARRETERA DE TELDE: 3. Dunas.—5. Colada de la serie II de FUSTER.—6. Costra calcárea.—7. Paleosuelo marrón.—10. Colución en «pavage de reg».

F) CARRETERA LAS PALMAS-PUNTA DE SILVA: 5. Coladas de la serie II.—7. Suelos rojos.—8. Losas calcáreas espesas.—9. Costras lamelares.—10. Coluvión del «Würm».

G) BAHIA DE ARINAGA (Sur): 1. Areniscas finas con *Strombus bubonius* en posición de vida.—2. Nivel rojo arcilloso.—3. Limos alterados color ocre-rosa.—4. Conglomerado marino.—5. Arenisca amarillo-ocre.—6. Conglomerado marino.—7. Costra calcárea lamelar.—8. Dunas «ogolienses» (Würm IV).—9. Playa holocena con *Patella* y algas calcáreas.—10. Coluvión alterado, suelo y material anguloso del Holoceno.—11. Playa actual a subactual.

H) ARINAGA-SUR DEL FARO: 1. Areniscas «tirrenienses» sin hyaloclastitas.—2. Conglomerado marino con hyaloclastitas.—3. Conos con hyaloclastitas y pelotas de algas calcáreas.—4. Coluvión del Würm al holoceno.

I) BAHIA DE ARINAGA (Centro): 1. Cono de hyaloclastitas de la serie III de FUSTER.—2. Conglomerado «tirreniense».—3. Coluvión antiguo con clastos y paleosuelos marrones.—4. Costra calcárea.—5. Coluvión subactual (holoceno?).

J) BAHIA DE ARINAGA (Norte): 1. Colada de la serie II de FUSTER.—2. Areniscas marinas «tirrenienses».—3. Conglomerado marino.—4. Cono de hyaloclastitas de la serie III de FUSTER.—5. Costra calcárea.—6. Coluvión holoceno a actual.

K) MASPALOMAS: 1. Areniscas finas con *Strombus bubonius* y estratificaciones entrecruzadas de estran.—2. Conglomerado marino.—3. Areniscas gruesas con lentejones de estran.—4. Conglomerado marino alterado en suelo marrón.—5. Areniscas gruesas alteradas.—6. Conglomerado con *Patella* y *Strombus bubonius* rodados intra-Würm.—7. Costra calcárea.—8. Cordón holoceno.—9. Limos rosa «tafolienses» (?).—10. Dunas subactual («Dakarienses»).

L) CORTE ESTRATIGRAFICO SINTETICO: 1. Limos con clastos del Riss.—2. Paleosuelo rojo monosialítico con caolinita.—3. Areniscas con *Strombus bubonius* en posición de vida.—4. Coladas de la serie submarina litoral III, datada en 0,1 m. a. en la Playa del Hombre, Arinaga y en La Isleta-Playa del Confital. Hyaloclastitas asociadas.—5. Conglomerado marino conteniendo numerosos elementos lávicos recientes y palagonitizados.—6. Dunas y coluviones alterados en suelos marrones intra-Würm.—7. Playa intra-Würm.—8. Paleosuelos marrones.—9. Costras calcáreas.—10. Coladas intra-Würm de la serie IV (por ejemplo en La Isleta).—11. Dunas y coluviones «ogolienses» (Würm IV).—12. Vertisoles y suelos humíferos, pardos o sódicos del Würm final.—13. Playa con *Patella* holocena.—14. Coladas holocenas de la serie IV (por ejemplo en Pino de Gáldar).—15. Coluviones holocenos a actuales.

to que lo contiene en pequeña cantidad y exclusivamente en una fracción granulométrica precisa, presenta ciertos problemas específicos. La utilización de la célula de Hallimond, que puede dar buenos resultados para otras muestras (Gagny y Nicolás, 1966) ha resultado aquí totalmente ineficaz. Ocurre lo mismo con la centrifugación en una mezcla de acetona y de bromoformo, que no es satisfactoria más que para fracciones superiores a 315 micras. La utilización del ácido fluorosilícico ($H_2[SiF_6]$), a menudo preconizada, no se aplica más que a fracciones muy finas (Berger et al., 1980) y no llega a atacar válidamente ciertos feldespatos. Se ha podido obtener el mejor resultado con un tratamiento previo en cubeta de ultrasonidos con ácido fluorhídrico (H_2F) seguida de una separación cuidadosa al bromoformo y de varias pasadas por el separador Franz bajo 0,5-0,7 y después 1 amperio, con una inclinación de 10-15° y una pendiente de 10°. El resto no atraíble se pasa a continuación por el tamiz de 80 micras, con el fin de eliminar los feldespatos no alterados y por tanto no atraídos por el separador magnético, pero suficientemente destruidos por el tratamiento ácido para fragmentarse y pasar así entre las mallas del tamiz.

Termoluminiscencia

La medida de la termoluminiscencia se ha efectuado con un equipo de aparatos montados en el «Laboratoire de Physique corpusculaire, Université de Clermont II» en Aubiere (Francia). Está caracterizado por filtros cuyo máximo de transmisión se sitúa a 400 nm. La velocidad de subida de la temperatura es de 1,4°/seg; en una atmósfera de nitrógeno. La señal de TL natural es poco intensa y presenta tres picos (a unos 200° C, unos 280° C y unos 420° C les corresponden alturas, normalizadas a 3°, de alrededor de 1/20, 1/8 y 1 respectivamente).

La señal de TL inducida está muy ampliamente dominada por un pico a 220° C que es indispensable suprimir, pues enmascara a los otros picos. Esto ha sido obtenido por un precalentamiento hasta 330° C ya descrito (Miallier, 1982).

La curva de crecimiento de la TL es exponencial (fig. 6).

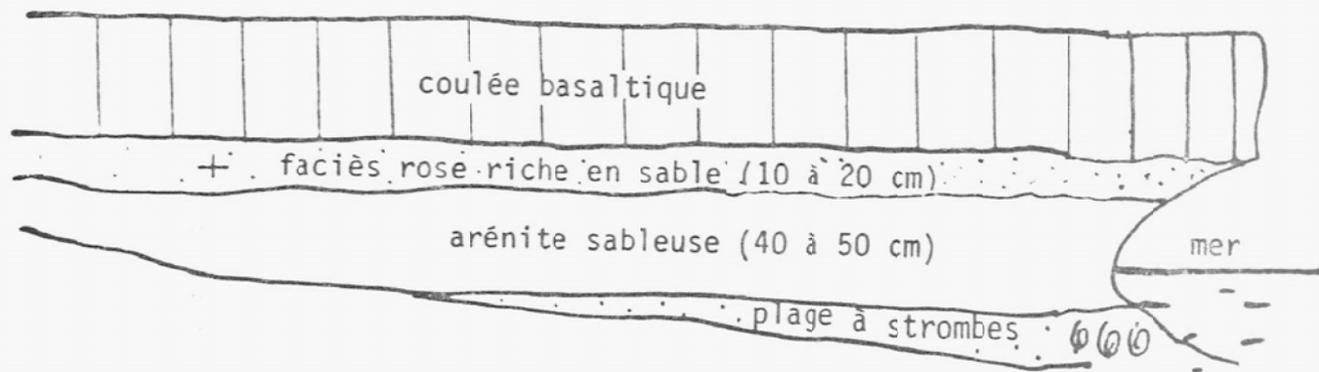


Figura 5.—Corte esquemático en el que se señala el lugar de procedencia de la muestra GC 779-CLER. 48

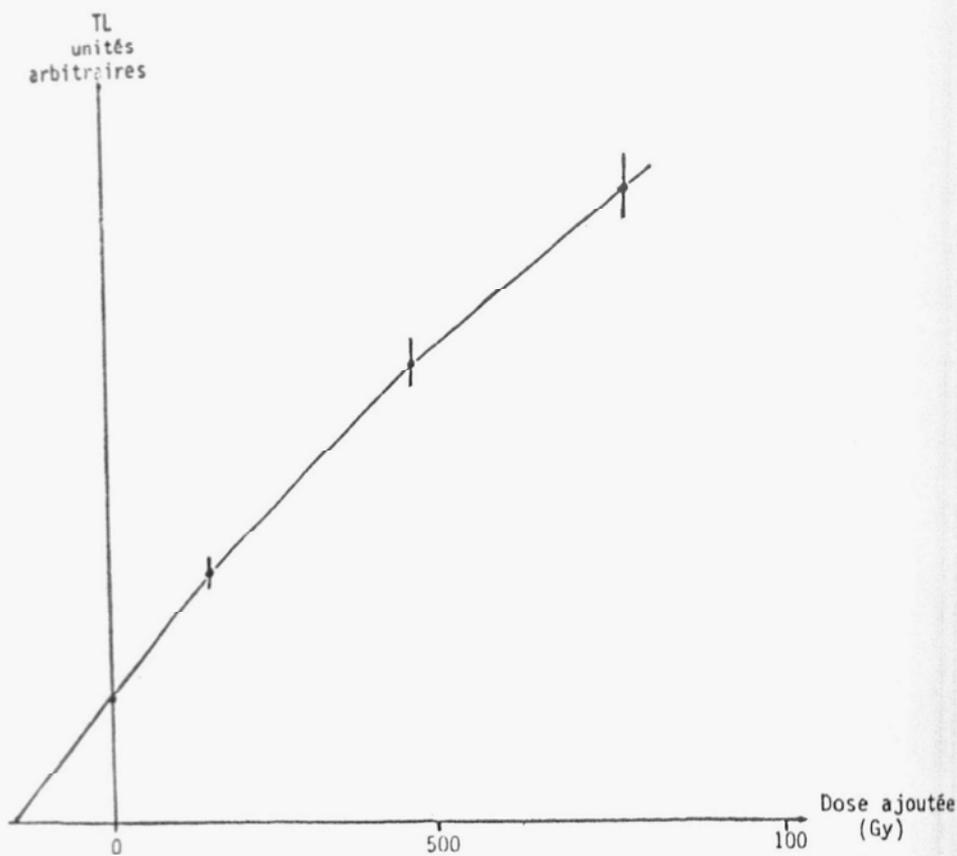


Figura 6.—Crecimiento de la intensidad de termoluminiscencia en función de la dosis de irradiación

Este comportamiento se había ya encontrado para el cuarzo (Guillot et al., 1978), pero aquí no se ha alcanzado la saturación a pesar del valor elevado de las dosis de irradiación añadidas. Esto deja augurar la posibilidad de datar muestras mucho más antiguas y de efectuar el puente geocronológico entre los métodos de datación por C 14 y por k/Ar. La dosis de irradiación natural ha sido estimada en 155,6 Gy ($\pm 5\%$).

Dosis de irradiación anual

La dosis gamma del ambiente ha sido medida con un dosímetro termoluminiscente (CaSO₄:Dy) colocado in situ durante varios meses (abril a diciembre de 1982): 0,606 mGy/an ($\pm 4\%$).

La dosis beta debida al potasio está calculada a partir del contenido en K₂O de la arena (tabla I) y según la tabla de Bell (Bell, 1979). La dosis beta debida al uranio y al torio ha sido calculada a partir de la actividad alfa de la arena medida por medio de detectores sólidos de trazas siguiendo un método descrito anteriormente (Miaillier, 1982, y Sanzelle et al., 1982). Esta actividad es de $2 \pm 0,08$ alfa cm⁻²h⁻¹ con un recorrido medio en la arena calculado según su composición: $\bar{R}_U = 5,49$ mg cm⁻². (Th)/(U) ~ 2 .

La tasa de humedad se ha considerado constante e igual a la obtenida por el análisis (tabla I). La dosis de irradiación anual total a la cual han sido sometidos los granos de cuarzo de la fracción 80 es: 1,655 mGy/an $\pm 8\%$.

Problema del lavado

Uno de los principales problemas planteados en la medida de la edad es el de un posible lavado de los elementos radioactivos del «red parting», posteriormente a la colocación de la colada. Un estudio geoquímico del material intervolcánico muestra, sin embargo, índices pedológicos bastante poco evolucionados (tabla II): SiO₂/Al₂O₃ = 5,71, SiO₂/Fe₂O₃ = 12,12 y SiO₂/R₂O₃ = 3,88, relaciones muy comparables a las de una roca ma-

dre basáltica. El tenue lavado de los alcalinotérreos (MgO , Na_2O y K_2O) en relación a una roca madre basáltica subyacente, y el mantenimiento de una importante fase carbonatada anterior a la colada, se inscriben en el mismo esquema de un modesto lavado posterior al depósito del sedimento. Se sabe que el radio y los otros isótopos (U y Th) presentan una susceptibilidad al lavado vecina a la del potasio o el calcio y sin duda, inferior a la del sodio.

Edad

La edad calculada resulta entonces: Cler. 48TL: $94,6 \cdot 10^3 \pm \pm 11 \cdot 10^3$ antes de 1980.

Esta edad, próxima a los 100.000 años, permite de nuevo (Raynal et al., 1982) señalar el interés de la técnica para períodos reputados como difícilmente datables por la termoluminiscencia. La edad está perfectamente de acuerdo con la datación por U/Th de conchas de la Playa del Confital, que han dado un resultado de 100.000 ± 30.000 años (Thurber et al., 1965). Se inscribe en un episodio volcánico, barranco arriba, en la Calderilla, datado por K/Ar en 150.000 ± 10.000 años, pero estimado mucho más joven de hecho a causa de un exceso de argón que no fue completamente desgasificado en el momento de la erupción (Mac Dougal y Schmincke, 1976-1977).

La colada datada de la Playa del Hombre bien podría haber surgido de esos aparatos de barranco arriba, después de una importante fase freática (Schmincke et al., 1974).

Esta datación del «tirreniense» con *Strombus* está también muy de acuerdo con las recientes dataciones por Th-U sobre conchas que, eliminando las contaminadas (Pierre et al., 1979) por rejuvenecimiento o envejecimiento, dan una media de 98.000 años B.P. para sus edades standard.

II. IMPLICACIONES PALEOCLIMATICAS: FORMACIONES MARINAS INTERVOLCÁNICAS Y CORRELACIONES

La datación de la Playa del Hombre permite establecer una cronosecuencia de las formaciones volcánicas de Gran Canaria para un período no bien conocido, pero sobre todo, correlacionar los episodios intervolcánicos estudiados con las fases «tirrenienses» del Mediterráneo.

Las playas con *Strombus* de esta época pertenecen a una única fase transgresiva en Canarias (Meco, 1977; Pomel et al., 1983). No se puede comprender bien porqué esta fase que testimonia la marcha progresiva de la fauna guineana hacia la cuenca del Mediterráneo sería única en las volcánicas Canarias y en las islas volcánicas del Mediterráneo y múltiple en otros lugares. El problema ha sido presentado y discutido sobre los yacimientos (Pomel et al., 1983). La existencia de una fase volcánica submarina emergida en Gran Canaria, permite dilucidar la edad verdadera de la única fase transgresiva «tirreniense» entre 90.000 y 100.000 años B.P.

Estos resultados coinciden con los trabajos recientes en Marruecos sobre la trasgresión ouljiense (Weisrock, 1981; Brébion y Weisrock, 1976) en Mauritania sobre la trasgresión aioujiense (Elouard, 1972) y en Marsella sobre el tirreniense (Bonifay y Courtin, 1980).

En las Canarias sin embargo existen dos formaciones marinas: una constituida por areniscas marinas con *Strombus* en la misma posición que en vida y otra conglomerática con *Strombus* rodados. Pero, lo mismo que no se puede negar la presencia de *Strombus* rodados en la playa actual, su presencia no demuestra la existencia de un nivel distinto, puesto que se trata de una thanatocenosis. Estas dos formaciones están asociadas en las Canarias a un único ciclo de playa: las areniscas representan la playa submarina arenosa y el conglomerado era una gravera de playa con cimentación vadosa. Estas dos formaciones podrían ser comparables a los complejos Rejiche y Cheba de Túnez (Ozer et al., 1980) o a los de Cala Mosa y Santa Reparata de Cerdeña y, aunque sin embargo, el encajamiento de dos

ciclos marinos podría hacer que el primer ciclo no mostrara más que un complejo final de areniscas litorales intertidales y el segundo sus depósitos más groseros de ápice de playa, cada ciclo poseería precisamente lo que falta al otro. En las Canarias la asociación de dos formaciones en un mismo ciclo marino es totalmente comparable a las nuevas observaciones efectuadas en Monastir (Sorel y Kamoun, 1980). Las únicas evidencias de trasgresiones diferentes a este ciclo son más antiguas y comparables al episodio Douira de Túnez y datado en las Canarias 0,3-0,5 m.a. en Gran Canarias (Lietz y Schmincke, 1975) y 0,4 m.a. en Fuerteventura (Pomel et al., 1983), o bien aún más reciente hacia 35.000-40.000 años B.P. (Meco, 1977; Pomel et al., 1983).

III. IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICA: FORMACIONES PEDOLÓGICAS, CORRELACIONES Y CRONOLOGÍA VOLCÁNICA

La paleopedología apoya esta tesis de una única fluctuación cálida guineana (tropical húmeda) en esta época. La evolución de arcillas neoformadas en suelos cuyo intervalo cronológico está bien conocido (Pomel et al., 1983) y que puede ser comparado con los otros períodos estudiados (fig. 7 y 8), lo atestigua.

A diferencia con períodos secos o áridos, como el Plioceno superior (2,4-1,8 m.a.) caracterizado por una asociación illita/cuarzo/smectitas, sobre todo el «Mindel» (0,4 m.a.) con attapul-gita/cuarzo/smectitas e interestratificados, y el «Würm» (20.000-10.000 años B.P.) con cuarzo/smectitas e interestratificados/illita y caolinita accesorias, con plasmas condensados y horizontes pedológicos poco desarrollados, el final del «Riss» y el interglaciar «Riss-Würm» (0,1 m.a.) se materializan en suelos rojos o pardo-rojizos con un importante horizonte B y una asociación caolinita/illita/smectitas y cloritas hinchadas/cuarzo, que las aproxima a los suelos fersiallíticos del Plioceno inferior (5-6 m.a.). Se trata de una pedogénesis de tipo tropical húmedo, que ulteriormente dará los suelos pardo-rojizos mediterráneos y después suelos marrones calcíferos, en una secuencia que evolucionará de tropical húmedo hacia mediterráneo húmedo en el intra-Würm entre 60.000 y 40.000 años B.P.

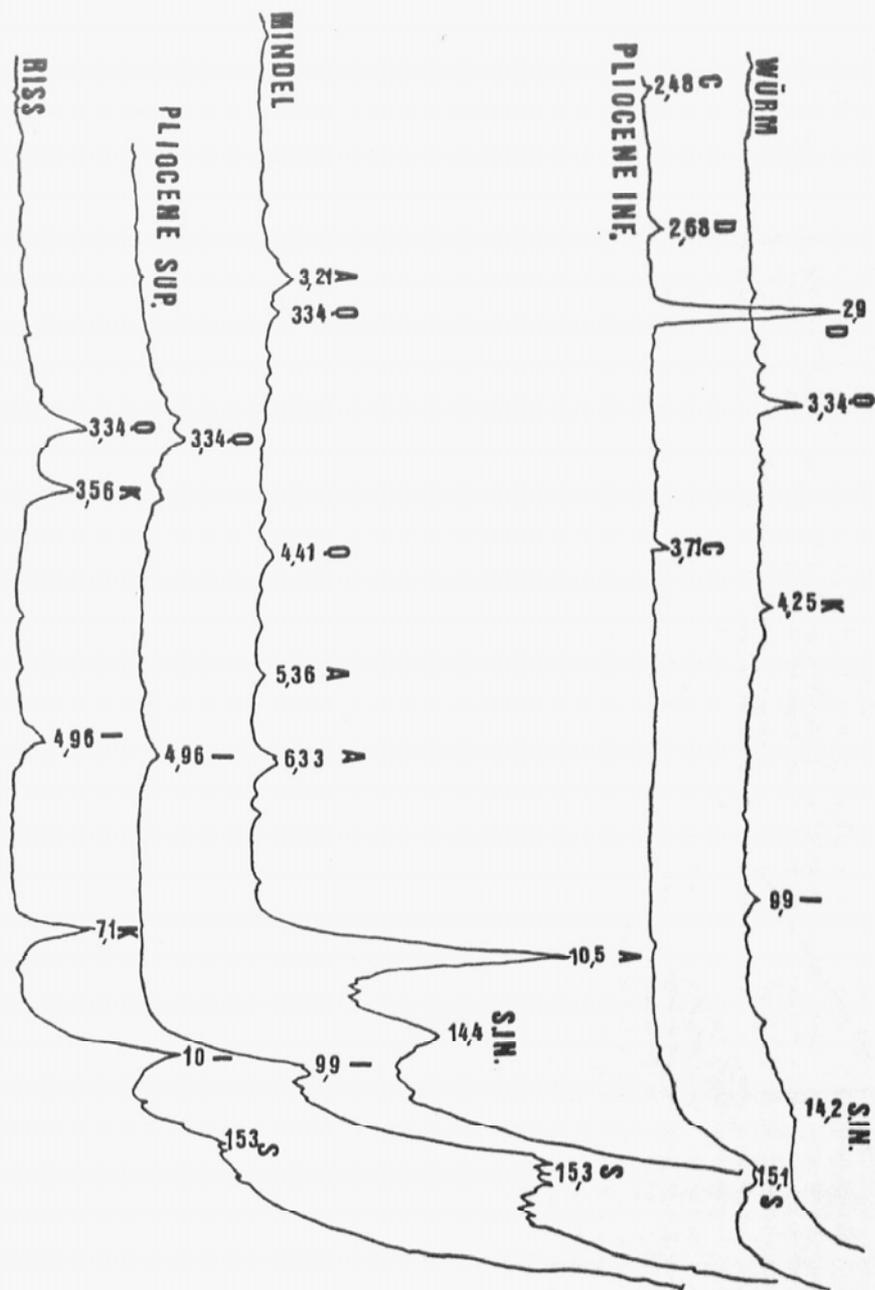


Figura 7.—Rayos X de los paleosuelos más característicos de las Canarias orientales. Q = Cuarzo, C = Calcita, D = Dolomita, I = Illita, IN = Interstratificados, S = Smectitas, A = Attapulgita. Würm: Asociación Cuarzo/Smectitas + Interstratificados/Illita/Caolinita. Riss: Asociación Caolinita/Illita/Smectitas/Cuarzo. Mindel: Asociación Attapulgita/Cuarzo/Smectitas Illita/Smectitas/Cuarzo. Mindel: Asociación Attapulgita/Cuarzo/Smectitas + Interstratificados. Plioceno superior: Asociación Illita/Cuarzo/Smectitas. Plioceno inferior: Asociación Dolomita/Calcita/Smectitas bien cristalizadas

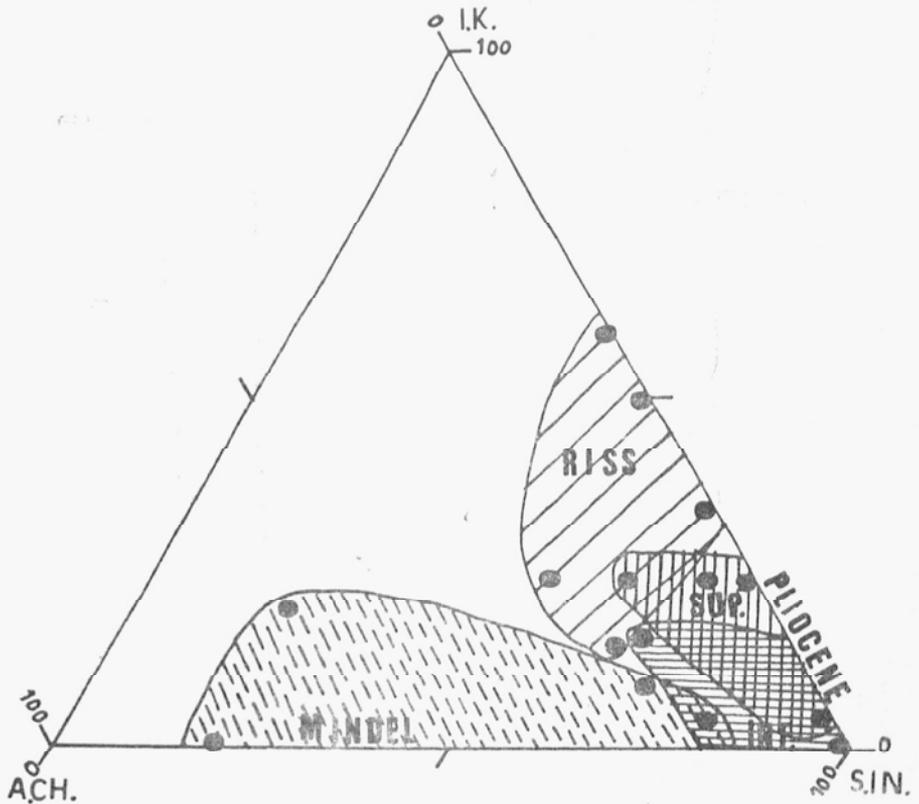


Figura 8.—Minerales arcillosos de los paleosuelos intervolcánicos de las Canarias orientales. Plioceno inferior (5-5,8 m.a.). Plioceno superior (2,4-1,7 m.a.). Mindel (0,3-0,4-0,5 m.a.). Riss (0,1 m.a.). I.K. = Illita-Caolinita. S.IN. = Smectitas-Interstratificados. A.CH. = Attapulgita-Clorita

Los cuarzos datados presentan dos generaciones: granos antiguos gastados (redondos, mates), con frecuentes inclusiones de turmalina, lo que pone en evidencia su origen africano de roca de zócalo. Las cicatrices en «v» de choques eólicos están agrupadas y son frecuentes lo que denota su pertenencia a un depósito dunar.

Granos más nuevos (fig. 9 y 23), más angulosos, presentan huellas de acciones mecánicas eólicas que han sufrido un fuerte gradiente de desgaste de origen marino. Los estridentes diseños aislados, las estriaciones reticuladas sobre las caras planas, las esquirlas angulosas, denotan un medio eólico de fuerte energía. Es el caso igualmente de los diseños aislados sobre caras planas y no sobre las aristas. La frecuencia de canalillos anastomosados («meandering ridges»), de grandes cúpulas de choque y de cizalla («graded arcs») parecen bastante típicos de desiertos cálidos. Estos materiales han sido directamente arrancados de areniscas saharianas y no parecen haber participado en un sistema dunar, lo que coincidiría con fases áridas del «Riss». Finalmente la superposición de numerosas huellas de pulimento de aristas y dibujos eólicos, indica un ligero modelado litoral. Los dibujos mecánicos de origen pedológico, la fragmentación mecánica y la descamación del cuarzo, la neoformación de sílice, todos estos índices implican un estadio pedogenético posterior y un potente lavado de la sílice que ha participado en la neoformación de arcillas caolínicas.

CONCLUSIONES

Se posee por lo tanto una buena convergencia de observaciones de campo y de datos de laboratorio para hacer de ciertos episodios volcánicos de Gran Canaria, un importante jalón en la estratigrafía del Pleistoceno superior y en la paleoclimatología del interglaciar «Riss-Würm». Una fauna cálida con *Strombus bubonius* asociada a playas trasgresivas y a palcosuelos fersiallíticos rojos implican condiciones cálidas y húmedas hacia 100.000 años B.P., para el conjunto de las islas Canarias.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
"Red Parting" GC 779	13,20	5,50	4,00	5,35	32,30	0,70	0,95	0,90	0,05	30,74	2,10	100,79
Roche sous-jacente	42,10	11,52	2,22 FeO= 9,29	14,04	11,94	3,16	0,72	3,29	0,20 P ₂ O ₅ = 0,78	0,94	-	99,78

CUADRO I
GEOQUÍMICA DE LA ARENA GC 779 Y DE LA ROCA BASÁLTICA SUBYACENTE

	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃ · (Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)
Echantillon GC 779	5,71	12,12	3,88
Roche sous-jacente	6,19	53,84	5,55

CUADRO II
ÍNDICES PEDOLÓGICOS DE LA MUESTRA GC 779 Y DE LA ROCA SUBYACENTE

BIBLIOGRAFÍA

- BELL, W. T. (1979): *Archeometry*, 21: 243-245.
- BERGER, G. W.; MULHERN, P. J., y HUNTLEY, D. J. (1980): «Isolation of silt-sized quartz from sediments», *Ancient TL*, 11: 8-9.
- BERNAT, M. et al. (1982): *C. R. Acad. Sc.*, París, 295, sér. D.: 1023-1026.
- BONIFAY, E., y COURTIN, J. (1980): *C. R. Acad. Sc.*, París, 291, sér. D.: 143-145.
- BREBION, PH., y WEISROCK, A. (1976): *C. R. Acad. Sc.*, París, 283, sér. D.: 1145-1148.
- CARLSON, T. N., y PRÓSPERO, M. (1972): *J. Appl. Meteor.*, 11: 283-297.
- ELOUARD, P. (1972): *Publ. prov. Inst. Pédag.*, Noukchott, 18 pp., 2 figs.
- FURNES, H., y STURT, B. A. (1976): *Journal of Geology*, 84: 439-453.
- FUSTER, J. M. et al. (1968): *Geología y volcanología de Gran Canaria*, Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C., Madrid, 243 pp.
- GAGNY, G., y NICOLAS, A. (1966): *La séparation des minéraux dans les roches*, Publ. Fac. Sc. Nantes: 45-47.
- GILLOT, P. Y.; VALADAS, G., y REYSS, J. L. (1978): *P. A. C. T.*, 2, Strasbourg, Conseil de l'Europe, 165-173
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1969): *Bull. Volcanol.*, 33 (3): 701-728.
- LIEZT, J., y SCHMINCKE, H. U. (1975): *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 18: 213-239, Amsterdam.
- MAC DOUGALL, I., y SCHMINCKE, H. U. (1976-77): *Bull. Volcanol.*, 40-1: 57-77.
- MECO, J. (1977): *Paleontología de Canarias I*, Ed. Cabildo Insular de Gran Canaria, 142 pp.
- MIALLIER, D. (1982): *Thèse 3è Cycle*, Clermont, 23-68 y 96-97.
- OZER, A. et al. (1980): *C. R. Acad. Sc.*, París, 291, sér. D.: 801-804.
- PIERRE, G. et al. (1979): *7è RAST, Lyon*, Soc. Géol. Fr. Ed. París, 368.
- POMEL, R. S. et al. (1983): *Livret-guide, îles Canaries*. Com. Nat. Géogr. Comm. Géom. Reliefs volcan. Pub. Univ. Clermont II et CNRS ERA 054, 357 pp.
- RAYNAL, et al. (1982): *C. R. Acad. Sc.*, París, 295, sér. D.: 1011-1014.
- SANZELLE, S.; FAIN, J., y MIALLIER, D. (1983): *Third Specialist Seminar on TL and FSR dating, Helsingor, Danemark, 26-31 July 1982, P.A.C.T. 9*.
- SCHMINCKE, H. U. (1982): *Geol. North. Afr. Cont. Margin.*, 12: 273-306, Springer Verlag Berlin.
- SCHMINCKE, H. U.; BREY, G., y STAUDIGEL, H. (1974): *Naturwissenschaften*, 61-3: 125.
- SOREL, D., y KAMOUN, Y. (1980): *C. R. Acad. Sc.*, París, 291, sér. D.: 1019-1022.
- THURBER, D. L.; BROEKER, W. S., y KAUFMAN (1965): *Proc. 6th. Intern. Conf. Radio and Tritium Dating*, Washington: 367-382.
- WEISROCK, A (1981): *Océanis*, 7 (4): 481-487.

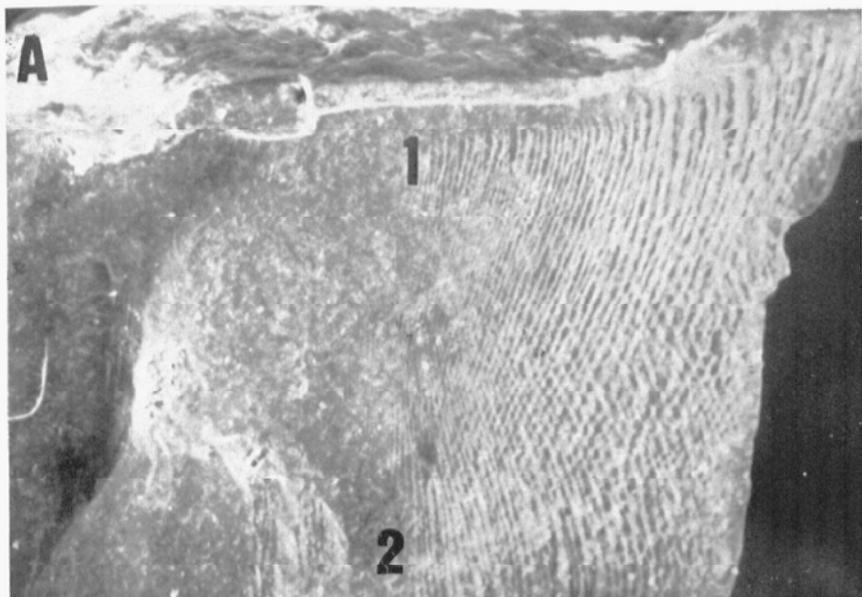


Fig. 9.—Cuarzo sahariano de la generación más reciente (muestra GC 823), f. 315-500 m. micras. Vista de conjunto de una cara plana de un grano sub-anguloso. Interferencia de una estriación (1) superpuesta a otra estriación (2). Medio con una fuerte energía causante de la abundancia de estas estriaciones sobre las caras planas y no sobre las aristas (x200)

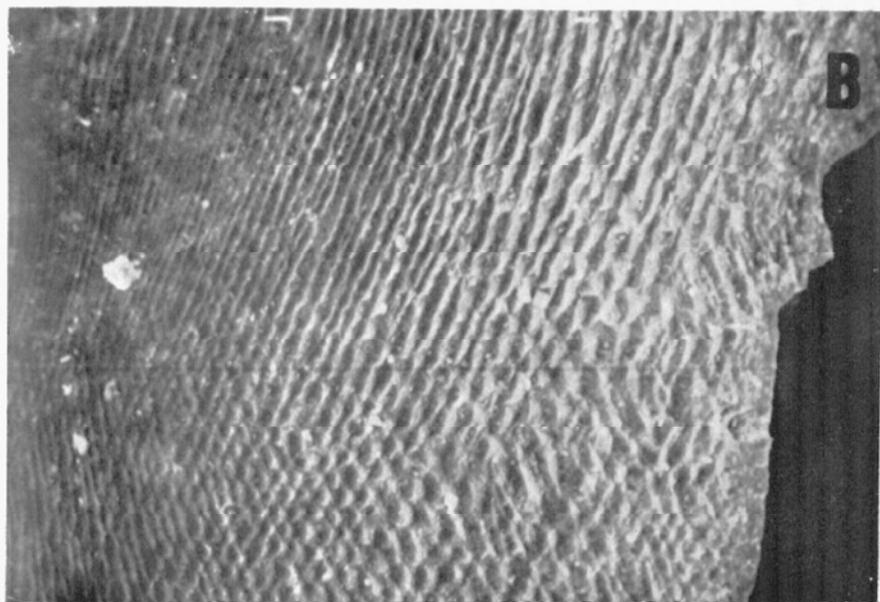


Fig. 10.—El mismo grano de la fig. 9. Detalle de las interferencias de los dos diseños de origen mecánico en un medio eólico con una energía muy fuerte (x350)

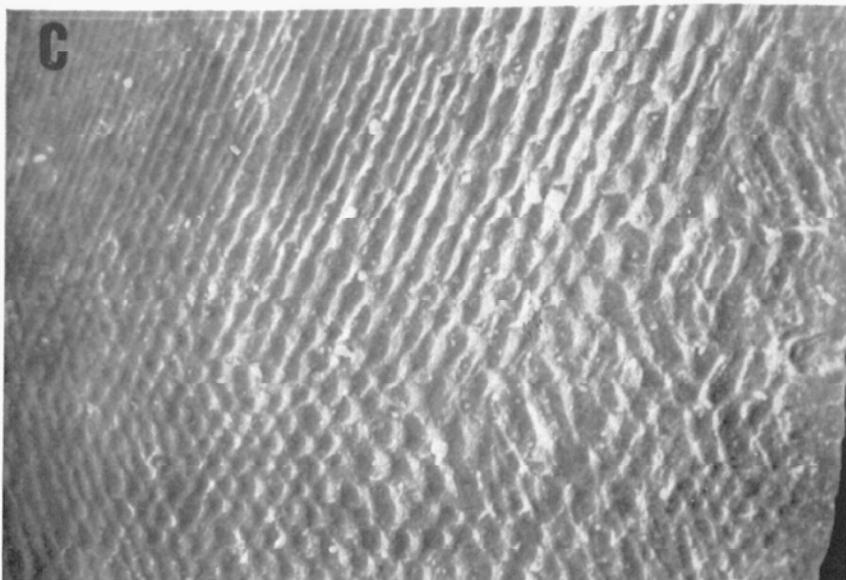


Fig. 11.—El mismo grano de cuarzo de las figs. 9 y 10 (x500) con el detalle de la interferencia o superposición de los dos sistemas de líneas de estriación

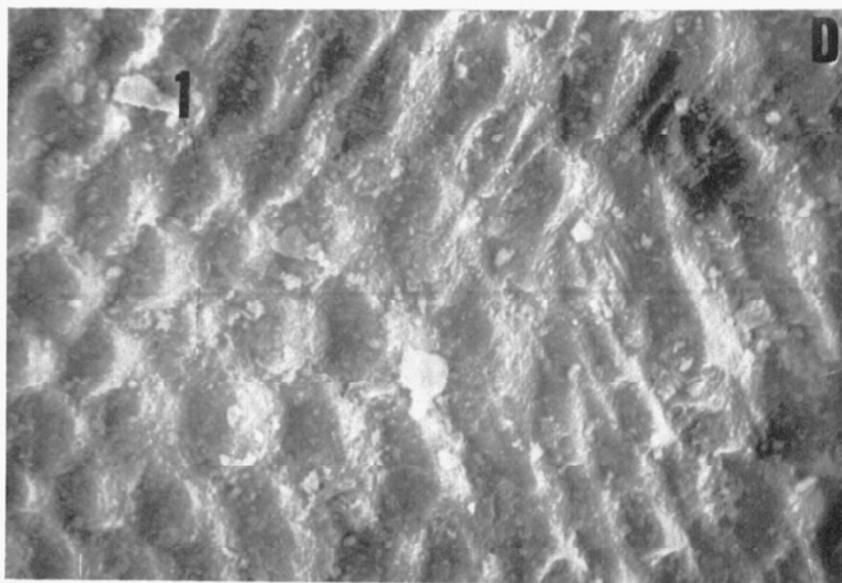


Fig. 12.—Reticulado por «cizalladura» debido a una acción mecánica de alta energía re trabajado por acciones litorales posteriores con gradiente de pulimento, lo que parece excluir el que estos diseños sean huellas de frotamiento de la colada volcánica. Numerosas silicificaciones pedogenéticas [Caolinitas (1)]. Escamas y glóbulos de sílice. Inmovilización en zona intertidal (x1500)

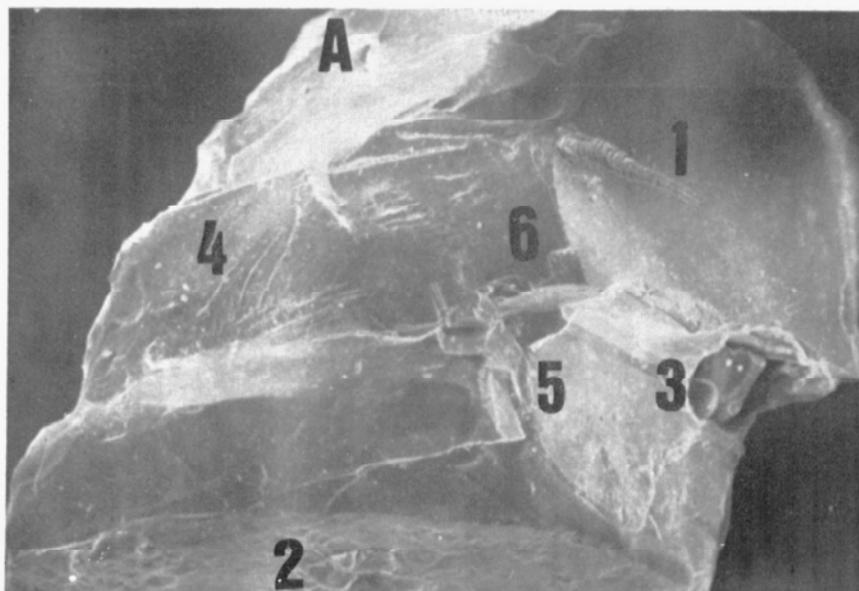


Fig. 13.—Grano de cuarzo sahariano de la generación más reciente (muestra GC 823), f. 315-500 m. micras. Grano de cuarzo con aristas bien pulimentadas: acciones acuáticas de fuerte energía. 1: Señal de frotamiento (trepidación) aislada (medio con fuerte energía) aumentada mil veces en la fig. 14.—2: Descarnación (escamas silíceas cóncavas) de origen pedogenético con dibujos anastomosados.—3: Inclusión gaseosa corroída.—4: «Graded arcs» o «medialunas» de choque en gradas.—5: Gran arista viva y cúpulas de choque.—6: Gran «croissant» de choque eólico muy mitigado (x150)

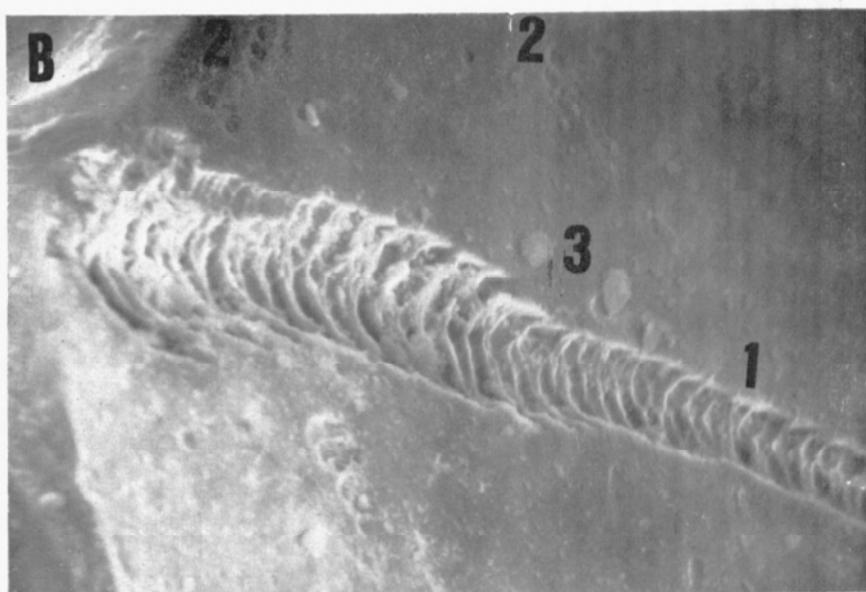


Fig. 14.—El mismo grano de cuarzo de la fig. 13. 1: Huella de trepidación aislada de origen mecánico: frotamiento de la colada volcánica (?).—2: Trenes de «v» de choques de origen eólico desgastadas por la pedogénesis y la acción mecánica de las olas.—3: Silicificación de origen pedogenético (caolinitas) (x1000)



Fig. 15.—El mismo grano de cuarzo de la fig. 13. 1: Escamas de sílice. Descamación de cuarzo atestiguando una fase pedogenética poderosa y la neoformación de arcillas caolínicas (x3000)

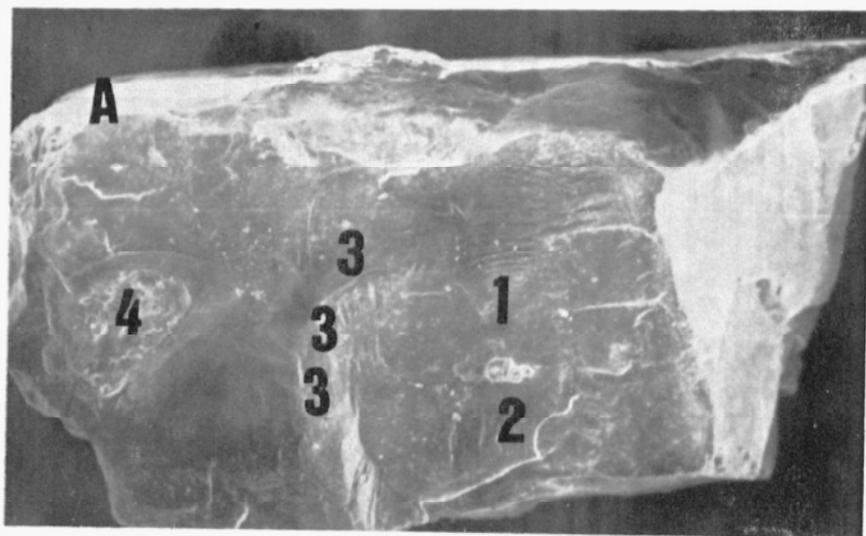


Fig. 16.—Grano de cuarzo sahariano de la generación más reciente (muestra GC 823), f. 315-150 m. micras. 1: Figuras de cizalladura acrecentadas mil veces en la fig. 17.—2: Inclusión.—3: Arista en «graded arcs».—4: Gran «croissant» de choque eólico de muy fuerte energía (x150)

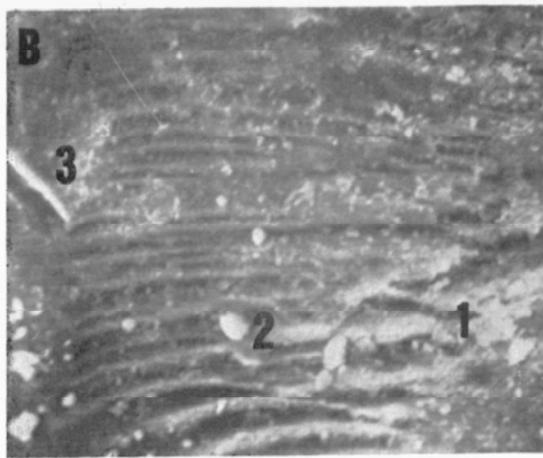


Fig. 17.—Detalle de un dibujo de cizalladura de tipo «graded arcs». 1: Grandes «croissants» de choques anteriores.—2: Caolinitas y dibujos de cizalladura.—3: Indicios de «graded arcs» primitivos (x1000)

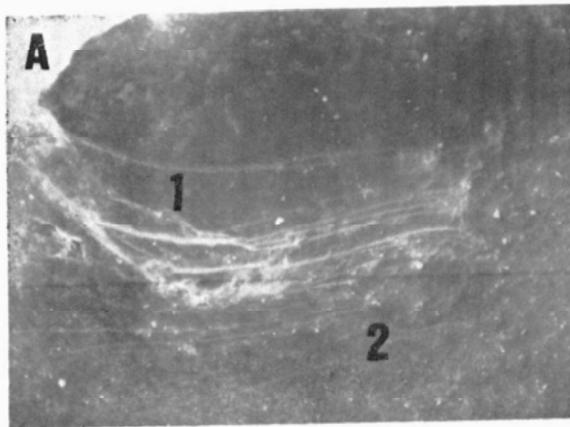


Fig. 18.—(x350). Trepidación aislada y dibujos de cizalladura (1) superpuestos a un picoteado de «v» de choque (2) de origen eólico. Numerosos «graded arcs» de desiertos cálidos

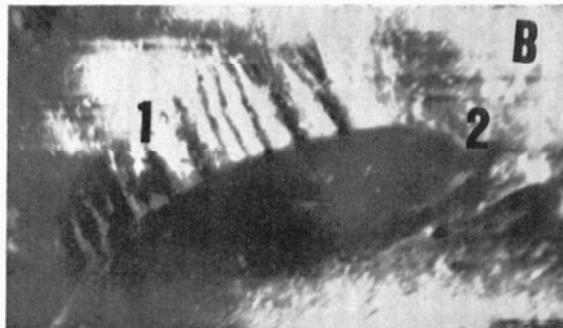


Fig. 19.—(x1500). Huella de trepidación (1) recortada por un gran «croissant» de choque (2)

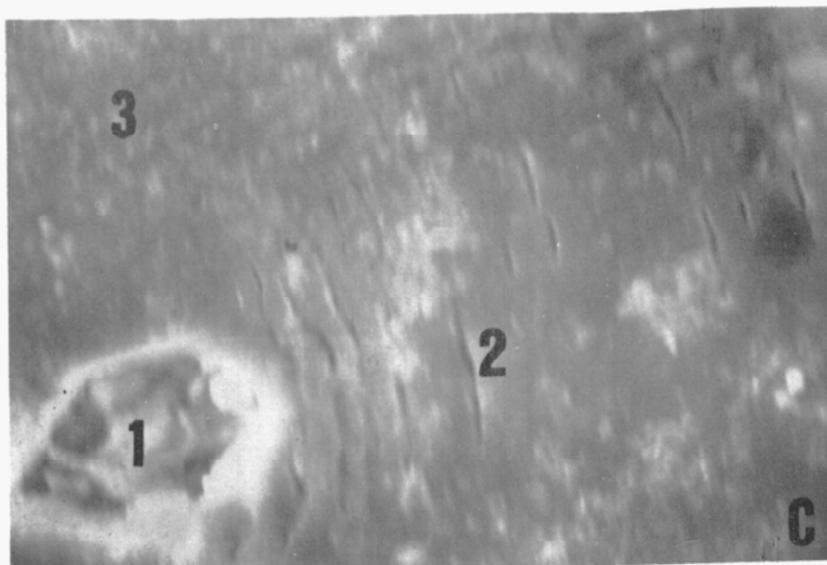


Fig. 20.—(x5000). Inclusión de turmalina (1). Diseños de trepidaciones (2) en aureolas con un fuerte gradiente de pulimento (estrias desaparecidas). Numerosos picoteados de «v» de choques muy desgastadas (3)



Fig. 21.—(x1000). Reticulado (1) en un cuarzo procedente de una arenisca (tipo «meandering ridges» o líneas en relieve anastomosadas, típicas de desiertos cálidos)

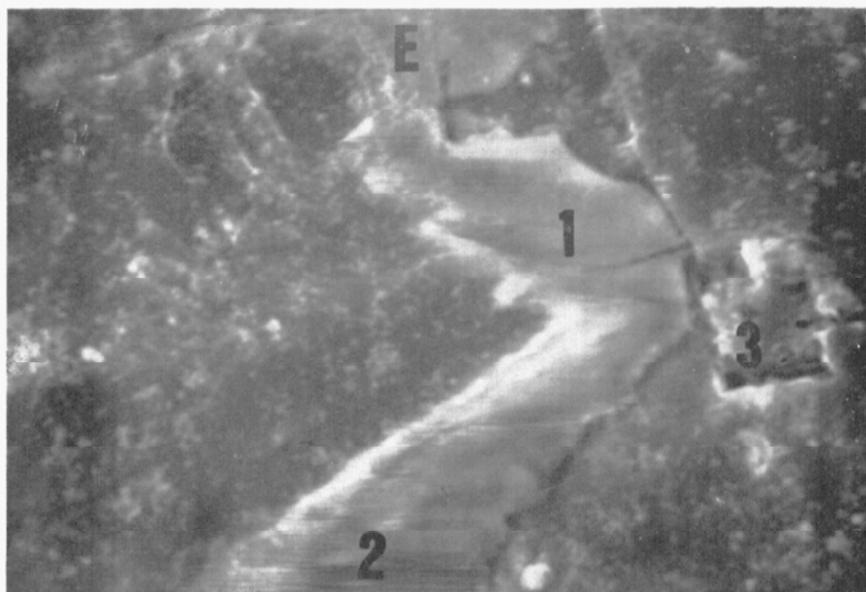


Fig. 22.—(x3500). Fisura rellena de calcita (1) y estriada por la colada volcánica (2). Gran cúpula de choque (3) de origen eólico y de energía muy fuerte



Fig. 23.—(x500). 1: Marcas en escalera de tipo geomórfico.—2: Calcificación de relleno, después de una fase de lixiviado de la sílice por una epigenesis parcial del cuarzo por la dolomía y posteriormente la calcita