

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA



LA CORDILLERA DEL RIF

XLIII

POR

P. FALLOT Y A. MARÍN

55 (236.1 R.)
TOMO II



MADRID
GRÁFICAS REUNIDAS, S. A.
HERMOSILLA, 108
1937

CAPITULO VIII

EL MACIZO DE XAUEN

CAPITULO VIII

EL MACIZO DE XAUEN

(Lámina IV)

A.—Examen de conjunto.

Al Sur de la zona deprimida de Talambot y del Flysch del Lau se levanta el ingente macizo de Xauen con sus escarpas dolomíticas, formando un saliente con relación al contorno aparente externo de la Cordillera del Rif.

La parte culminante del macizo la forma una cresta que se alinea desde el Yebel Taslama al Bab Tizi Mandu, cuyos picos más salientes son Sñha Talch (2.042), Tisuka (2.123) y Escantifi (1.920). Su saliente más pronunciado lo constituye el Yebel Kalaa (1.584 metros), que domina el Suroeste de la cuenca del Kalaa.

La vertiente occidental muestra las capas dolomíticas que parecen descender y soterrarse normalmente bajo el Flysch. Este terreno bordea la cordillera a alturas variables: 800 metros en la Rauda de Si Abd el Kader, 690 metros en Xauen, 1.100 metros en Tizi y en Akba Suara. En la vertiente oriental, muy abrupta, dominan las dolomias de la cuenca del Farda. Pero si por ella se desciende, se corta antes de llegar a las proximidades del río una hilada de Flysch aplastado que corona una serie sedimentaria subordinada al macizo. La citada hilada se la sigue desde las cercanías del macizo de Talambot

hasta el Bab Tizi Mandu y representa para nosotros la separación del macizo de Xauen propiamente dicho de su substratum, supuesto autóctono o parautóctono. La faja nummulítica cruza el collado de Tizi Mandu y se une por el valle de Tisukka al Flysch periférico. De modo que este collado no corresponde solamente a una separación orográfica que limita al Sureste el macizo de Xauen, sino que establece una distinción tectónica muy importante.

Bajo este Flysch el autóctono de la base de la cuenca del Farda avanza y forma el macizo de la Cudia Targuisin y de Hafa el Haudani, cuya prolongación Sureste culmina en Yebel Lexchab (2.170 metros).

B.—El frente Suroeste del macizo.

Los bordes del macizo de Xauen muestran una serie de bancos, a no dudar liásicos, que se soterran, en conjunto, al Suroeste. En la vertiente Suroeste del Yebel Kalaa el contacto de dichas calizas con el Flysch es enmascarado por los derrubios, pero se le distingue bien en los contrafuertes de Loma Afrita. La pendiente no es regular. Algunos repliegues angulosos semejan al tipo que Fourmarier ha bautizado con el nombre de pliegue en silla (ved fotografía del Atlas).

La serie geológica está constituida de dolomias sobre las que se apoyan bancos calizos. Encima de Xauen coronan la serie conglomerados de dudosa edad que desaparecen con buzamiento de 45 grados por bajo de los derrubios. Ya hemos discutido la significación de estos conglomerados en la parte estratigráfica.

Al pie de la vertiente y cerca de donde nacen los manantiales de Xauen se presentan unos bancos muy empinados de arenisca parda del Flysch con el mismo buzamiento que las

calizas, lo que parece indicar un contacto normal entre calizas y Flysch. Esta misma disposición se observa a todo lo largo de la vertiente entre Ras el Ma y Tizi.

Un barranco pequeño, paralelo e inmediatamente al Este del Ras el Ma, pone otra vez de manifiesto las calizas, esta vez con conglomerados entrando por debajo del Flysch después de haber dibujado un pliegue en rodilla donde las capas calizas envuelven las dolomias. El contacto está tapado por los derrubios, pero aguas abajo se vuelve a encontrar el Flysch.

A lo largo del sendero que sube a la posición de Tizi se encuentra esta disposición engañosamente normal. Por ella y por la de la región de Bab Amaregut es por lo que nosotros, con Blumenthal, habíamos admitido en 1930 el carácter autóctino de este conjunto. Mas, ya prevenidos, si se examinan los estratos en el contacto, se observa que al aproximarse al Flysch lo hacen oblicuamente, lo que nos parece indicio de cizallamiento en la base.

Si esta zona de contacto en una longitud de cinco kilómetros ofrece aspectos bastante normales, vamos ahora a descubrir otros sitios donde existen indicios de cabalgamiento. Desde que se pasa la posición de Tizi ellos aparecen.

El macizo de Cudia Hafari domina con sus escarpas el Flysch de la vertiente. Dos senderos parten del collado situado al Sur. El uno corta Cudia Hafari, rodea el nacimiento del barranco que separa este vértice de Hafa Tirat y desciende sobre Fokaiien. El otro, con subidas y bajadas muy pronunciadas, sigue el Flysch hacia su contacto con el jurásico, pasa junto a un moravito (cota 1.144 metros) y después baja sobre Tisukka.

El sendero superior corta al Noreste de la Hafa Tirat calizas subdolomíticas con vetas azuladas, y hacia 121,6/64,7, calizas en lajas azuladas con trazas de bivalvas y gasterópodos que hacen recordar al rhetiense, mas sin poder determinar

la edad cierta. A los lechos calizos son asociados localmente bancos de conglomerados que parecen los mismos de Xauen. En ellos no hemos encontrado foraminíferos.

Si se sigue el otro sendero, el trazado sobre el Flysch, se observa bajo los derrubios unas veces margas parduzcas, otras areniscas rosáceas del tipo del Aljibe y algunas capas rosas con *Nummulites*, sobre todo hacia la parte Oeste del pie de Hafa Tirat.

El espigón de Hafa Tirat avanza bruscamente sobre el Flysch. En éste aparecen areniscas rosáceas y a la altura de

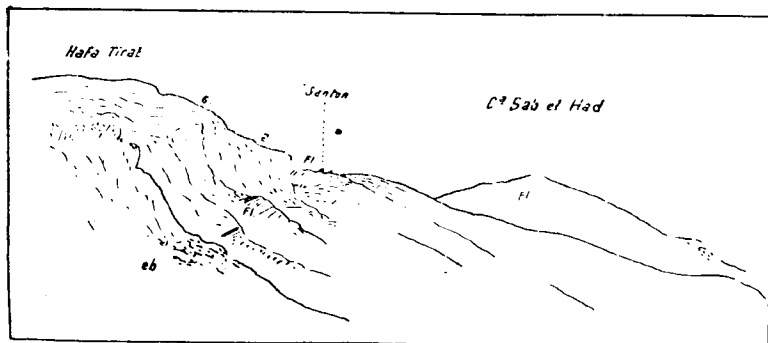


Fig. 1.—Croquis que representa la relación de la serie jurásica y del Flysch en las cercanías de Hafa Tirat.
d, dolomias; c, calizas; Fl, Flysch; eb, derrubios.

la cota 1.144 el cabalgamiento es ya claro. Se extiende en una faja que forma una parte de la cúspide del Akba Suara.

Si se observa la cresta del macizo de Hafa el Haudani, el cabalgamiento de sus hiladas calizas sobre el Flysch del valle de Tisukka es bien visible. ¿Cuál es el Flysch sobre el cual esta vertiente de Xauen está en contacto? Hemos dado una idea de conjunto, pero conviene examinar con cuidado algunos puntos.

En las estribaciones bajas del Yebel Kalaa, uno de nosotros, con Doncieux, ha indicado la existencia de un conjunto

de margas pizarreñas verde oliva o negro que representa al cretáceo. Sobre estas capas de grano fino, aunque no batiales se presenta un complejo arenoso que hace cambiar bruscamente la pendiente del terreno formando vertientes abruptas. En este complejo, con una potencia superior a 200 metros, se observan bancos con plantas. Termina en Rauda de Sidi Adb el Kader con unas capas zoógenas del cretáceo superior cuya edad senonense la ponen de manifiesto las *Rosalina*.

Hacia el Noreste, como luego indicaremos, se presenta el Flysch nummulítico. Al Sureste de Rauda, en donde en 1930 habíamos indicado la presencia del oligoceno (terreno que no existe después de los estudios de Doncieux y Fallot), opinamos que de hallarse nummulítico, éste debe constituir una cuña por bajo de la masa de Yebel Kalaa.

No existen más indicaciones de dichos terrenos hasta Xauen. En este pueblo conviene hacer resaltar la importancia de los derrubios que forman dos masas importantes: la una dominando el pueblo y la otra, más baja, en donde se alzan cuarteles y otros edificios militares.

A la salida del congosto calizo el fondo del arroyo de Ras el Ma está en parte tapado por terrenos de acarreo, pero se observan también margas pizarreñas oscuras que clasificamos de cretáceas por su analogía con las de otros parajes.

El Flysch nummulítico, que resalta en el terreno a causa de sus areniscas pardas, sólo se le aprecia al pie de la vertiente caliza próxima al famoso manantial por una estrecha hilada en parte oculta por los derrubios. En ella Doncieux y Fallot han determinado el eoceno superior no lejos del puesto de Tizi, hacia 120,3/65,4.

A causa de areniscas pellizadas en sinclinal, el relieve de Cudia Tadrart es muy acusado, pero su edad ofrece dudas a causa de que el Flysch que con ellas se encuentra tiene caracteres ambiguos. Su aspecto difiere según que se examine las

montañas de Xauen o las del Sureste. En el primero de dichos sitios aparece la formación más potente e importante, sea por efecto de intersección, sea por variación de espesor.

Las citadas areniscas unas veces son cuarcitasas de grano fino, otras del tipo franco del Aljibe, de modo que no podemos determinar las que provienen de formaciones intercaladas

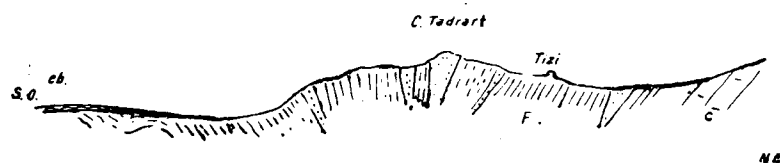


Fig. 2.—Flysch de Cudia Tadrart.
C, calizas; F, Flysch; cb, derrubios.

en la serie secundaria o de aquellas correspondientes al terciario transgresivo o bien al cretáceo superior, pues este terreno contiene también areniscas parecidas a las de Aljibe.

Toda la vertiente Oeste de la Loma Meruan está cubierta de derrubios de estas areniscas bajo las cuales aparece la serie pizarreña verdosa, a veces negra, que se encuentra en el Lau.

C.—La serie sedimentaria que constituye el macizo de Xauen.

Esta serie es mal conocida. Haremos ver sólo algunos de los niveles que la integran. El más inferior es la dolomia, en sitios maciza y consistente y en otros pulverulenta (Izilan). Diversas evaluaciones nos han conducido a atribuirle una potencia máxima de 1.000 a 1.200 metros. Sobre las dolomias se presentan bancos calizos bien visibles encima de Xauen y en la vertiente Suroeste que acabamos de examinar.

En muchos sitios, y sobre todo en Hafa Tirat, calizas azules bastante oscuras se observan unidas a las dolomias y las

referimos al rhetiense por analogía con las que se presentan en otras partes. Tienen poco espesor, y las lajas que hay intercaladas evocan sin duda el referido tramo.

En la ladera de Cudia Cadnar la serie contiene bancos con falsas oolitas análogos a los que en las cercanías de Xauen se encuentran debajo de los conglomerados.

En ciertos horizontes de la serie se hallan restos de bivalvas. En la vertiente occidental del macizo, las capas tienen aproximadamente el mismo buzamiento que pendiente tiene la montaña.

Si se sube hacia las ruinas de un antiguo puesto militar se encuentran primeramente bancos calizos; después, cerca del referido puesto, conglomerados con restos de sílex. Se presentan después calizas margosas que se apoyan sobre calizas en masa. Pasan éstas en su base a calizas dolomíticas, que siempre son las predominantes en la parte inferior del complejo calizo.

Estas observaciones se refieren al principio de nuestras investigaciones, donde no conocíamos ni los conglomerados del luteciense ni las capas con *Rhynchonellina*; pero teniendo en cuenta los datos anteriores y la asociación frecuente del nivel detrítico con sílex al nivel margo-calizo, supusimos debía hallarse el Lías superior con *Rhynchonellina*; y, en efecto, en un viaje rápido efectuado posteriormente hallamos restos de dichas conchas, por lo que las presunciones pasaron a realidades.

Como consecuencia, los bancos macizos calizos subordinados se deben colocar sin duda en el Infralías. Por último, la dolomia que aparece en las partes altas del macizo corresponde al último nivel de la potente serie dolomítica que estudiaremos en la vertiente de Izilan y que en parte por lo menos atribuíamos al Trías.

D.—El Kalaa.

En líneas anteriores hemos indicado la forma de presentarse las capas en la vertiente Suroeste de la cordillera. En la profunda escotadura de Ras el Ma se puede observar claramente la superposición a las capas dolomíticas, de toda la serie de bancos calizos, pues, salvo repliegues de detalle, se presentan de modo regular. En la ladera S.-SE. del Kalaa se encuentran los estratos muy empinados. Esta gran inclinación se hace muy apreciable frente a Bab Tizi, que separa el Kalaa del Tauar.

Aunque la masa principal del Kalaa es dolomítica, encontramos, abordando la cima por la región de Xauen y Ras el Ma, una serie caliza con presentación de pliegues en rodilla.

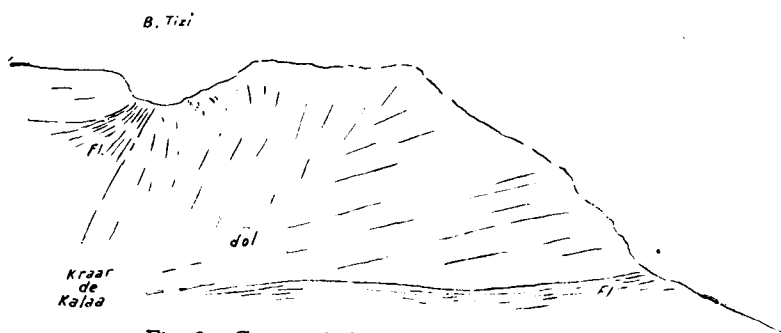


Fig. 3.—Croquis de la vertiente Norte del Kalaa.
Dol, dolomias; Fl, Flysch.

No se puede determinar la edad por fósiles hallados en su sitio, pero desde luego se pueden referir los niveles que siguen a las dolomias, por lo menos en parte, al Infralías y al Lias inferior, ya que en los derrubios del Norte de Xauen encontramos grandes bloques con *Rhynchonellina* que de allí deben

proceder. Las calizas tienen buzamiento al Suroeste y se presentan después las dolomias.

Al Este, bajo la cima del Amesif, acompañan a la serie dolomítica empinada hiladas calizas de posición confusa. Mas, en conjunto, éstas son las dolomias que forman toda la ladera septentrional del profundo barranco de Ras el Ma y que continúan hacia el Sur para formar el macizo de Xauen, cuyas series quedaron descritas en el capítulo anterior.

Por el Norte el aspecto de Yebel Kalaa es muy distinto.

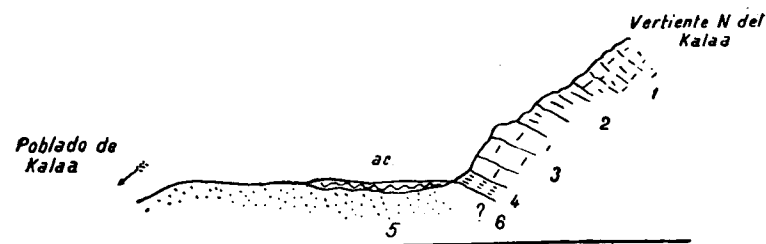


Fig. 4.—Contactos en la base del Kalaa.
1, dolomias del Kalaa; 2, margas calizas; 3, bancos calizos; 4, margas grises aplastadas; 5, Flysch cretáceo; 6, Flysch nummulítico; ac, derrubios.

A poca distancia de la Rauda de Sidi Adb el Kader se encuentran, en la parte Norte de su base, dolomias muy inclinadas que descansan oblicuamente sobre las margas aplastadas del Flysch; localmente bancos calizos o margosos se intercalan en el contacto. Más o menos cubierta por derrubios esta superposición se observa en diversos puntos del pie Norte del Yebel Kalaa hasta la avanzada escarpa rocosa que domina el barranco Xemel y que es llamado Kraar de Kalaa, donde el nummulítico muy triturado es excavado y utilizado para el paso de una acequia al pie del tajo.

Si se sigue la vertiente Norte de la montaña se llega a la cúspide de Yebel Aguedan, ya estudiada en este trabajo. Al Oeste de esta cúspide el frente del complejo secundario del Yebel Kalaa avanza unos cuatro kilómetros y el Flysch de

la cuenca del Kalaa penetra al Norte, dejando al Este la citada cresta de Yebel Aguedan, al Sur la base del Yebel Amesif y por los otros rumbos las estribaciones del Yebel Kalaa. En el fondo del Flysch dominado por estas cumbres y sierras de alturas mayores de 1.500 metros nacen los tres arroyos Buret, Dardar y Xemel.

El Flysch en la base del Yebel Amesif se acuña y afila

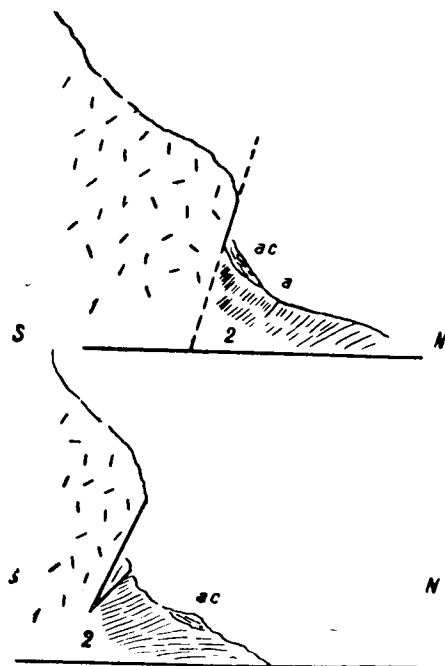


Fig. 5.—Contactos en la parte Norte del Kalaa en Kraar de Kalaa. 1, dolomias del Kraar; 2, Flysch; 3, bolsaditas con foraminíferos; ac, derrubios.

entre la serie secundaria que forma esta cúspide y la masa del Yebel Kalaa. El sendero de Bab Tizi sigue estas capas aplastadas y blandas que se elevan a 45 grados para alcanzar el citado puerto. Aquí el Flysch, apoyado sobre la dolomia del Yebel Kalaa, sirve a su vez de sostén, hacia el Este, del

complejo dolomítico y calizo de la hoja del Yebel Amesif. El Flysch sobrepasa el puerto, pero en lugar de seguir empinado se encorva y forma una faja casi horizontal en la ladera Sur de la sierra.

Se advierte la traza de Flysch en la ladera de las montañas Xet y Yebel Amesif por una serie de pequeños manantiales que hacen presumir la existencia allí de margas impermeables. Se eleva gradualmente hacia el Este para terminar en el collado existente entre el monte de cota 1.946 que corresponde al macizo de Yebel Magu y la Sierra de Taslama. Las capas de este nummulítico están formadas, como muchas veces, por margas amarillentas y rosáceas, pizarreñas, aplastadas y llenas de laminitas de calcita, pero además aquí presentan unas pequeñas masas lenticulares de caliza en donde hemos señalado

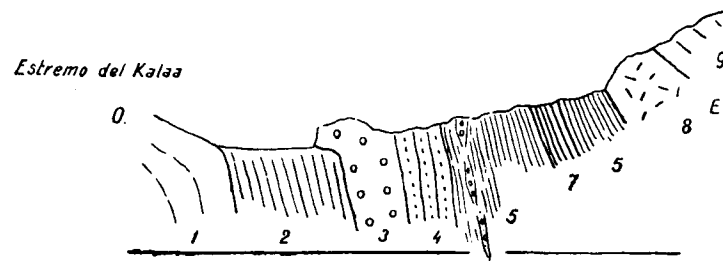


Fig. 6.—Corte en el puerto de Tizi. 1, serie del Kalaa; 2, Flysch; 3, pudinga luteciense con cantos rojizos; 5, Flysch rosa y amarillo; 6, bolsaditas de pudinga con cantos del Lias; 7, Flysch rojo oscuro; 8, dolomias; 9, calizas rhetienses de la hoja del Yebel Amesif.

en 1930 una fauna luteciense. También se observan conglomerados en la margen del arroyo de Ras el Ma y areniscas color rojo ladrillo en el collado situado al Norte de la montaña de cota 1.940.

Examinado el Yebel Kalaa desde el Norte aparece en conjunto como formado por un complejo principalmente dolomítico que forma un sinclinal asimétrico empujado hacia el Oeste. Las calizas que se observan en su ladera meridional son

superpuestas a las dolomias. Toda la serie dolomítica caliza se apoya al Noreste, Norte y Oeste sobre el Flysch, y como esta serie se prolonga al Sureste por la que forma el macizo de Yebel Magu, nos vemos obligados a considerar que la citada serie compleja desde la cuenca del Kalaa al valle de Tisukka se apoya sobre terrenos más modernos. El estudio de la parte Este del macizo nos llevó en 1930 a considerar a éste como autóctono; hipótesis que ahora abandonamos teniendo en cuenta las manifestaciones anteriores.

E.—Vertiente oriental del macizo de Xauen.

Si se desciende hacia Izilan desde el collado al Norte del monte de cota 1.946, se encuentra un segundo pequeño puerto que domina la casa que llaman los moros de Bu Cherta y se puede observar allí que ambos collados están abiertos en el Flysch.

Se encuentra dicha casa 150 metros más baja que la cima del monte de cota 1.825, constituido por una serie que es prolongación de la de Xauen. Se observan en la propia cúspide retazos de conglomerados lutecienses con buzamiento al Oeste. Se apoyan éstos tanto sobre bancos calizos como sobre conglomerados con *Rhynchonellina*. Sólo un atento examen permite diferenciar los dos niveles detríticos distintos.

En nuestro mapa se puede observar algunas fracturas que cortan este conjunto. Al Suroeste y al Oeste aparecen calizas muy quebrantadas, que, por lo menos en una parte, hay que atribuir al rhetiense. Localmente se presentan lechos calizos rosáceos, nodulosos, del tipo *Ammonitico rosso*, que es lo bastante característico para que nos autorice a referirlo al sinemuriense.

Como se ha dicho, este conjunto es prolongación del macizo de Xauen por la parte del Escantifi, pero está a nivel más

alto que las dolomias de la montaña de cota 1.975. Una falla con dirección SO.-NE. pasa por el alto valle de Ras el Ma, por el collado donde aflora el Flysch y por el colladete que domina la casa de Bu Cherta. Un pequeño retazo de Flysch que se estrella contra la dolomia de este pequeño puerto representa la prolongación del Flysch del otro collado y del que se presenta en el monte de cota 1.825, que, como más adelante veremos, soporta una escama corrida que forma el Amesif.

La depresión de Izilan está dominada por las calizas infra-liásicas de la cima del monte de cota 1.825. En esta depresión se presenta una enorme masa de dolomias pulverulentas. Buzan al Noroeste y forman el gran espigón que termina en Hafa Tirat (1.418 metros). La serie aquí está formada por rocas pulverulentas en la base y más sanas y estratificadas en la parte alta. Se observan políperos en la parte dolomítica. Dubar, con ese golpe de vista tan extraordinario, encontró restos de *Megalodon*, pero su mal estado no permiten determinar si aquellos bancos corresponden al Trias o al Lias.

En este territorio la serie dolomítica coronada de bancos calizos buza al Oeste y muestra sus bancos con regularidad hasta el nivel en donde se encuentran los terrenos cultivados

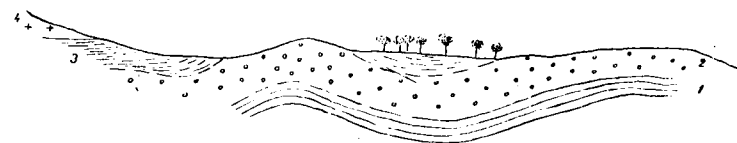


Fig. 7.—Corte del Flysch en Izilan.

1, bancos calizos rosáceos del Lias; 2, pudingas nummulíticas; 3, Flysch rosáceo, eoceno superior y oligoceno; 4, dolomias de la base del Magu.

de Izilan, que, como siempre, corresponden al Flysch. Este terciario está representado por una hilada regular que dibuja los entrantes más significados en todos los barrancos. Corona este Flysch la serie basal constituida, de abajo arriba, por dolomias, bancos calizos del Lias inferior, calizas rosáceas del

Lías superior y, por último, el nummulítico. La serie buza con regularidad hacia el Oeste y se soterra por bajo del macizo de Magu.

La serie ha sido socavada por varios torrentes afluentes del Farda, que han marcado, formando salientes, tres espigones: el primero con cota de 1.260 metros al Noreste de Izilan;

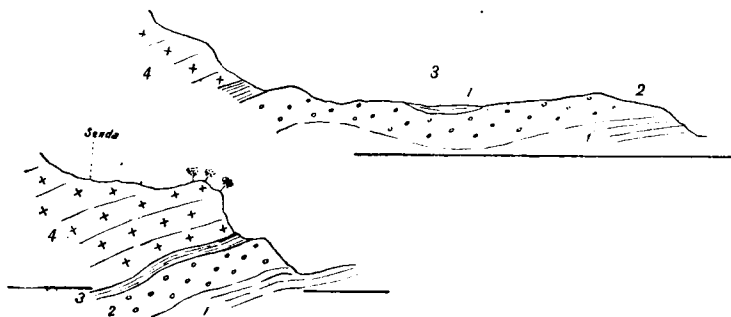


Fig. 8.—Cortes según el espigón situado en las coordenadas 125,4/68 y al Norte del mismo.
1, bancos calizos rosáceos del Lías; 2, pudingas nummulíticas; 3, Flysch rosáceo, eoceno superior y oligoceno; 4, dolomias de la base del Magu.

el segundo, de 1.240 metros de altura, al Sureste, y un tercero (1.380 metros) más al Sur. En todas ellas las cúspides están ocupadas por bancos de calizas que sostienen retazos de Flysch que dan lugar a tierras cultivadas por los indígenas. La vista desde lejos de estos asomos y el trazado hecho de los mismos sobre la carta ofrecen contornos muy significativos (fotografía de avión del Atlas). El Flysch está constituido en la base por pudingas y encima por capas rosáceas y amarillas con lentejones calizos con fósiles que nos indican su edad: eoceno superior u oligoceno. Hacia el Sur la superficie de contacto de este Flysch se marca claramente (fig. 8) al seguir el camino de Bab Tizi Mandu, salvo hacia 125,4/68, en donde el sendero atraviesa un espigón dolomítico bajo el cual se encuentra el Flysch con pudingas bastante potentes.

En la vertiente Norte del monte de cota 1.380 la inclina-

ción de las capas del Flysch es sensible y presentan encima una faja de pudinga. Un lecho dolomítico se ha conservado en esta vertiente sobre el Flysch.

En los barrancos, en la base de la dolomia, brotan manantiales. La faja terciaria, oblicua y sinuosa en el bosque, seguida por el sendero, termina en Bab Tizi Mandu. Aquí también el conglomerado forma una laja apoyada en la caliza autóctona, pero plegado en un suave anticlinal cuyo eje está orientado del Noroeste al Sureste. Se apoyan sobre él calizas correspondientes al eoceno superior y oligoceno, y termina la serie en las margas rosáceas y amarillas del chattiense. Son éstas las que hemos seguido desde Izilan y las que son dominadas en toda esta vertiente oriental por la serie dolomítica.

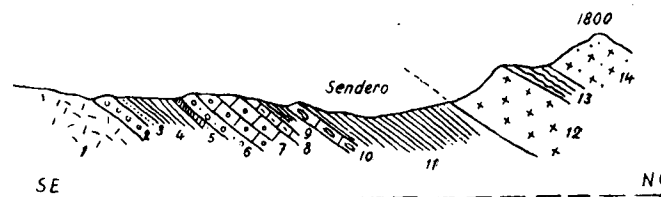


Fig. 9.—Corte del Flysch de Bab Tizi Mandu.
(Reproducción de la figura 32 del libro de los Sres. Falloit y Doncieux.)
1, jurásico; 2, pudingas nummulíticas; 3, calizas con *Nummulites*; 4, Flysch gris amarillento; 5, calizas con *Nummulites* y *Lepidocyclina*; 6, calizas que pasan a conglomerado; 7, pudingas; 8, calizas nummulíticas con nódulos de pudingas; 9, Flysch rosa; 10, caliza con *Nummulites*; 11, Flysch rosa; 12, dolomia cabalgante; 13, bancos margo-calizos; 14, dolomias de grano fino.

Esta última se ve en el mismo collado, en donde la montaña de cota 1.888 y Cudia Taitost forman un promontorio saliente sobre el Flysch.

Adquiere mucha importancia este Flysch al Oeste del collado, y a su naturaleza plástica y a la acción de los manantiales, cuyo nacimiento a él es debido, hay que atribuir los hundimientos allí ocurridos. Su paso, sin embargo, se observa bajo los derrubios. Desciende fuertemente, forma toda la parte baja de la margen Norte del valle del Tisukka y se apoya por



Fig. 10.—El Flysch de la vertiente Noreste del Tisukka.
d, dolomias; Fl, Flysch; eb, derrubios.

su base en las calizas de la vertiente Norte de la montaña coronada de pudingas que tiene de cota 1.500. La última indicación de su paso está bajo los hundimientos hacia 122,9/63,6 en Tisukka. Este Flysch recuerda mucho al de Hafa Tirat.

La serie que cabalga al Flysch está constituida al Este del macizo por dolomias potentes y al Oeste por calizas que buzan al Suroeste.

Se encuentran dolomias en la parte Suroeste del pie de Cudia Taitost y en el gran circo de hundimientos del barranco Afrat. Más al Suroeste las calizas descansan directamente sobre el Flysch, porque queda suprimida mecánicamente la dolomia.

Así queda demostrada la continuidad del Flysch del frente de la sierra. Salvo en algunos sitios tapados por los hundimientos, se puede decir que se camina de Izilan a Xauen y al fondo de la cuenca del Kalaa sin dejar el Flysch.

F.—Zona Norte del macizo de Xauen.

Nos queda seguir este Flysch hacia el Norte. Desde las tierras cultivadas de Izilan se le ve pasar a la vertiente Sur de Hafa Tirtet. En la base presenta pudinga y se apoya en los bancos estrechos calizos y en el lias rosáceo.

Desde la extremidad del espigón de Afascar (1), que está en la base del macizo de Hafa Tirtet, la superficie de contacto del Flysch se inclina hacia el Norte y es seguida por el sendero que une Izilan con Talambot. Hemos podido adivinarla entre la maleza hasta el barranco Tistiuen, en donde ha bajado

(1) No hemos hallado en el terreno el aduar representado en este sitio en el mapa 1 : 50.000.

a la cota de unos 1.000 metros. Es sobre la banqueta que debe su existencia a este Flysch por donde está trazado el sendero de la ladera Este de Loma Taslama. Toda la montaña está formada por dolomias del macizo de Xauen. Debajo del camino las escarpas son formadas por bancos de caliza que en las cercanías del Farda descansan sobre dolomias.

El Flysch se estrella y nos parece ya no existe en la extremidad del espigón de Tistiuen, pero la superposición anormal de las dolomias sobre los bancos calizos basta para indicar la prosecución del contacto hasta río Taslama. No hemos observado su presencia entre este punto y la Loma del Jamar, pero se encuentra una pequeña ventaña de este Flysch en el barranco afluente por el Norte del río Taslama. Bancos rojizos, que se observan aguas arriba, parecen indicar la existencia de permotrias hacia el sitio 125,4/72,9.

Si se sigue por los contrafuertes del Yebel Kraar que dominan Ulad Garzul se encuentra otra vez el Flysch a un kilómetro más al Norte que el collado al Este del Timokra.

En el capítulo anterior hemos descrito la curiosa prolongación del macizo paleozoico de Talambot, que avanza al Sur y forma el substratum del Tanant y del Timokra. El primero de estos macizos está constituido por dolomias y calizas que descansan en forma de pico de flauta sobre el primario. El segundo presenta diferentes dislocaciones, pero sus elementos también parecen apoyarse sobre el paleozoico, que creemos se soterra hacia el Oeste bajo el permotrias. También hemos indicado que se nos figura se sitúa este permotrias de modo normal bajo la serie basal del Aiden. Como siguen las dolomias hacia el Sur y Sureste, esta serie se hace solidaria de la del Kraar de que ahora nos ocupamos. Resultaría, pues, natural que el paleozoico y el permotrias, que localmente le acompañan, se soterraran así bajo las dolomias de los contrafuertes del Kraar.

Si los contornos de conjunto abogan en favor de esta in-

terpretación, los detalles de los contactos no parece están de acuerdo con ella.

Desde el Sur del Timokra un barranco sigue hasta un collado, a lo largo del límite de las dolomias. Estas terminan contra las calizas en una serie de pequeños retazos que aparecen bajo la maleza a causa de una falla próxima a la vertical con buzamiento al Sur. Al Norte separan derrubios los retazos liásicos del primario. Hacia el collado se presenta el Flysch descansando sobre las calizas rosa del Lías y dolomias de poco espesor, y se observa, a causa de las reducciones de potencia de los términos estratigráficos, una disposición que recuerda la del Timokra, en cuya prolongación Sur se encuentra.

El paleozoico más al Este ha sido socavado grandemente por la acción derrubidora, pero se encuentra más claro que nunca, en nivel superior al de las dolomias del Kraar y su prolongación. Los contactos son todavía complicados con fallas. Falta hacer un estudio más detenido de esta zona. Sin embargo, si no por motivos locales, al menos por consideraciones de orden general, no podemos por menos de interpretar la posición de este paleozoico sino como el de un extenso lentejón de la base de la serie de Xauen. Ya nos hemos ocupado de ello en el capítulo anterior.

G.—La Sierra de Taslama y sus relaciones con la de Aiden.

Las dolomias de la Sierra de Taslama constituyen el Kraar, todo el cordal dominando el barranco de Inal y el espigón del Menyera. Parecen ser prolongación de las del macizo de Xauen y de las del elemento estructural profundo que aparece en la vertiente Este del Aiden. Las calizas situadas encima forman la parte culminante del Menyera y del monte

de cota 1.820 metros. Parecen ser las mismas que las que forman el substratum de la pudinga nummulítica en la montaña cuya cota es 1.576.

Como no conocemos bien la vertiente Noroeste de la Sierra de Taslama, será conveniente abordar ésta por el Sur. Las calizas se inclinan al Suroeste y llegan al collado de la casa de Bu Cherta. Sobre las capas grises en lajas del Lias inferior y medio, vienen las rocas del Lias superior, y encima de todo las de pudinga nummulítica donde se encuentran *Nummulites* que determinan su edad luteciense.

Sobre el conglomerado muy aplastado se apoya el Flysch

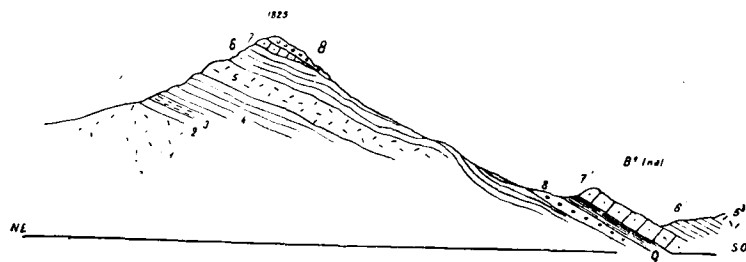


Fig. 11.—Ladera Oeste del Taslama.

1, dolomias; 2, bancos estrechos de caliza; 3, margas; 4, calizas en bancos estrechos con alternancias dolomíticas; 5, dolomias; 6, calizas; 7, rhetiense; 8, pudinga luteciense; 9, Flysch rosa eoceno; 7', capas con *Rhynchonellina*; 6', calizas y dolomias rhetienses; 5', dolomias de la hoja de Amesif.

y sobre éste calizas secundarias que se unen a las de la hoja del Amesif, de la que nos ocuparemos más adelante. Hagamos resaltar, sin embargo, que este Flysch con su base de pudinga, parece unirse con el nummulítico del monte de cota 1.576 metros.

El barranco Inal tiene socavada su cuenca de recepción entre la cresta de Aiden y el monte de cota 1.825 metros. En su parte alta se presentan calizas en masa seguidas de bancos estrechos del Infralías. Todas tienen buzamiento al O.-SO. en la ladera del monte cota 1.825 y atraviesan el referido barranco para formar el substratum secundario del mon-

te de cota 1.576. En la vecindad de esta cúspide el nummulítico es transgresivo; en algunos sitios sobre diversos elementos liásicos. El más elevado de éstos está constituido por bancos de caliza rosáceos análogos a los del Lias superior de Cudia Tahar. No hemos hallado otra cosa que trozos indeterminables de *Ammonites*.

Por ser poco abordable conocemos mal la parte más alta del barranco Inal, y no sabemos cómo se termina la línea de contacto anormal que frente al Bab el Aiden se hace cabalgar, por la serie que ahora estudiamos, un nummulítico más profundo mencionado en el capítulo anterior.

La interpretación adoptada la puede ver el lector en los perfiles de conjunto, esperando que otros geólogos hagan más investigaciones.

H.—Yebel Amesif.

Desde el collado de Tizi al de Bu Cherta la sierra que separa la cuenca de Ras el Ma de la de Kalaa es por completo coronada por una hoja corrida. La serie la forman principalmente bancos calizos y dolomias. El antiguo blocao que corona el pico del Hauta está constituido por calizas que se apoyan sobre el luteciense del collado. Sigue la serie de dolomias acompañadas de lumaquelas con restos de *Mytilidos*. No hemos encontrado ningún fósil determinable, pero el descubrimiento hecho de otros yacimientos similares correspondientes al rhetiense-hettangiense, y el estar, además, bien definidas a un kilómetro más al Noroeste, nos hace considerar a esos horizontes como del mismo nivel estratigráfico.

Las capas alabeadas o localmente onduladas de esta serie dominan al Norte la vertiente principalmente nummulítica de la cuenca del Kalaa. Si se las sigue por la cima hacia el Este,

se observa el predominio de las dolomias claras, localmente con algunas intercalaciones de margas negras estériles.

Al Norte de la cima del Amesif, bancos calizos se apoyan sobre otros dolomíticos, extendiéndose en amplios afloramientos. Se observa allí la *Avicula contorta*, y la recolección de fósiles hecha por Dubar ha permitido pergeñar una lista bastante importante de especies rhetienses.

Al Sur del Amesif se vuelven a presentar estas mismas capas con buzamiento al Sur y allí se encuentran dientes

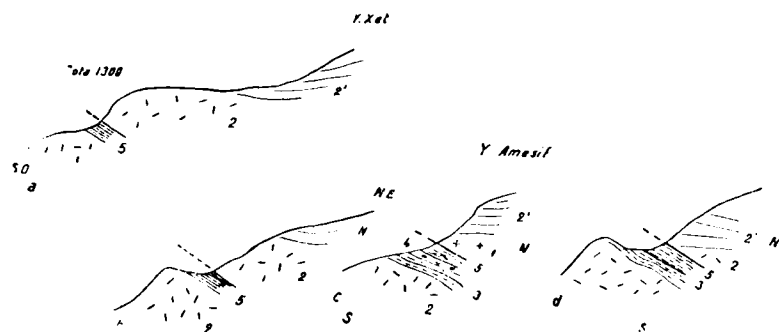


Fig. 12.—Contacto de la base de la serie del Amesif en la ladera dominando Ras el Ma.
1, dolomias; 2, calizas; 2', rhetiense del Amesif; 3, bancos calizos del Lías; 4, calizas lutecienses; 5, Flysch rosa.

de peces y restos de invertebrados. Se extiende la cima hacia el Este hasta el monte de cota 1.970, donde se presenta la dolomia en la base de este rhetiense.

Un puerto es franqueado por el sendero de Kalaa al Este siguiendo el arroyuelo de la base de la vertiente Suroeste de la montaña de cota 1.970. Un picacho que culmina en 122,3/69,6 (fig. 13) le separa del collado nummulítico por donde pasa el sendero de Bu Cherta.

La parte esencial del dicho picacho está formada por bancos calizos estrechos, después por calizas y conglomerados con *Rhynchonellina* que alcanzan más de 12 metros de po-

tencia (fig. 13-3). Este conjunto buza al Oeste y bancos calizos de facies rhetiense lo recubren y se soterran por bajo de la dolomia del monte de cota 1.760.

Los niveles del 3 al 8 forman la hoja del Yebel Amesif.

El sendero de Xauen a Bu Cherta corta la prolongación casi estéril de las capas con *Rhynchonellina* y rodea por el Sur el pico situado en 122,3/69,6 y allí permite observar las lajas de falsas brechas rosa tan compactas que se pueden igualar a las *griottes* y que podrían ser sinemurienses. Su

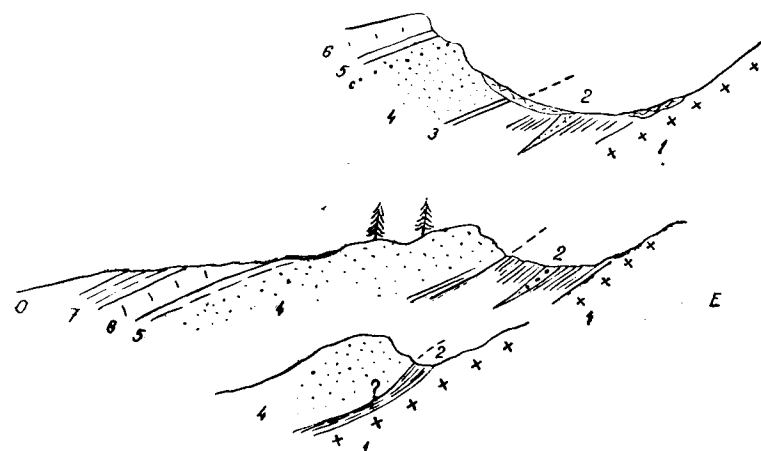


Fig. 13.—Cortes del collado del Norte del monte de cota 1.946 metros.
1, dolomias del macizo de Xauen; 2, Flysch con arenisca rojiza; 3, lumaquela negra de braquiópodos, 0,25 metros; 4, caliza con branquiópodos silicificados; 5, conglomerado brechoide poligénico de elementos calizos con fajitas rosas con *Rhynchonellina*, 0,50 metros; 6, caliza de grano fino, amarillento, con restos de fósiles silíceos, 3 a 4 metros; 7, calizas grises estériles; 8, hiladas de lumaquela que recuerdan el rhetiense.

posición aquí no es del todo clara. Se la puede situar en la parte baja del testigo. Si seguimos el barranco que separa Amesif del monte de cota 1.825 metros, se aprecia la perfecta continuidad de las capas con *Rhynchonellina* apoyándose directamente sobre el Flysch de la base del monte cota 1.825, del mismo modo que se superponen a este mismo terreno en

el collado. La faja prosigue hasta el collado que da acceso a la cuenca del Kalaa.

En todo este territorio la vertiente Norte del monte de cota 1.760 metros presenta sobre las capas de *Rhynchonellina* un complejo de bancos calizos rhetienses y después dolomias. Estas últimas son precisamente las que sostienen el rhetiense del Amesif. Dubar cree que es el mismo horizonte que se encuentra cerca de las calizas con *Rhynchonellina* en la cúspide. Esto indica que el testigo está formado por un pliegue acostado en donde las capas con *Rhynchonellina* con el rhetiense forman la rama invertida y el rhetiense de la cúspide forma la zona normal. Esta interpretación está de acuerdo con la disposición de la parte frontal de la hoja y con la existencia en la falda Noreste del Xet de un paquete de Lías acuñado entre la dolomia de la hoja y el Flysch del substratum.

Por consiguiente, el testigo del Amesif apoyándose en el

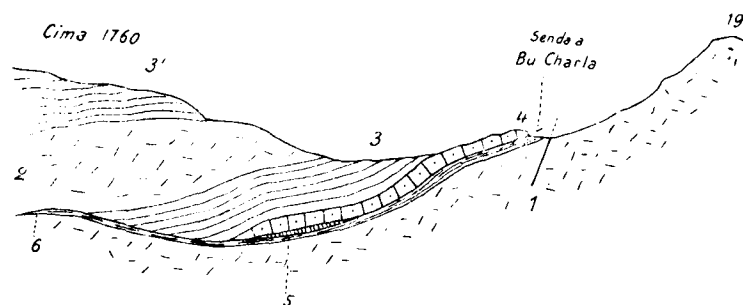


Fig. 14.—Interpretación de la disposición de la parte Este de la hoja del Amesif.
1, dolomias de la hoja de Xauen; 2, dolomias de la hoja del Amesif; 3, rhetiense de la zona invertida; 3', rhetiense normal; 4, capas invertidas con *Rhynchonellina*; 5, sinemuriense; 6, Flysch nummúlítico.

Flysch que corona la serie de Xauen, que desciende hacia el Norte, le es tectónicamente superpuesto.

Parece probable que se pueda apreciar más adelante la relación de la escama de Aiden con la prolongación soterrada

del macizo de Xauen. Se nos aparece de momento como un accidente de este macizo poco extendido al Sur, exagerado hacia el Norte. De todos modos, la hoja del Amesif constituye la unidad tectónica más elevada de la región. Volveremos más adelante sobre el problema que plantea la raíz de esta hoja.

I.—El autóctono de la parte oriental de la base del macizo de Xauen.

Como ya hemos indicado, desde Bab Tizi Mandu hasta el macizo de Talambot la hilada del Flysch se dibuja bien en el terreno y forma la base de la serie corrida. Discutamos ahora los terrenos a él subordinados.

El conjunto es regular y buza débilmente al Suroeste. El horizonte más bajo es la dolomia que se presenta en el río Farda. Hacia Taria se observa el corte del mismo bastante complejo y que es como sigue, de bajo a alto:

- 1.º Dolomias en bancos.
- 2.º Dolomias en bancos delgados, 5 a 8 metros.
- 3.º Calizas azules y amarillas con restos fósiles dudosos que parecen del Muschelkalk, 6 metros.
- 4.º Calizas con *Promathildia*.
- 5.º Dolomias macizas.

Esta serie forma la base de la margen izquierda del valle. Se sigue la serie, en conjunto, hacia aguas abajo, pero el nivel de aspecto de Trias medio desaparece.

El sendero de Izilan sigue el valle de un arroyo afluente del Farda cuyo curso corresponde aproximadamente a una falla orientada NE.-SO. El labio Sureste es el elevado. Nos presenta en su vertiente septentrional, sobre las dolomias, bancos estrechos calizos y después calizas alveolares cuya edad la suponemos rhetiense-hettangiense. Encima vienen capas

detríticas idénticas a las que contienen *Rhynchonellina*. En las hiladas accesibles no hemos hallado este fósil, pero al pie de las escarpas de calizas alveolares hemos hallado bloques que sí los contenían y que confirman la apreciación litológica que habíamos hecho.

Sobre este nivel margo-calizo se apoyan bancos calizos en lajas, seguramente liásicos, que recubren conglomerados lutecienses. Calizas y pudingas coronan el espigón seguido por el sendero. Localmente se observan afloramientos de calizas en lajas rosa, que demuestra que la serie del Lías llega a los pisos superiores.

Una disposición semejante se ofrece en el espigón de Izilan. Se puede aquí observar la misma serie hacia el Norte por debajo del Flysch que limita la zona corrida de Xauen. Hacia el Norte sufre un descenso en este sentido. Por el contrario, hacia el Sur se levanta. Volveremos sobre ello y estudiaremos esta parte de Bab Tizi Mandu en el capítulo siguiente, pero no podemos por menos de hacer ahora resaltar la constancia de su presentación y las pocas dislocaciones que ha sufrido.

J.—Resumen.

El macizo de Xauen se apoya por el Este, por el Sur, por el Oeste y por el Norte sobre el Flysch, y aparece, por tanto, por importante que sea su masa y su orografía, como un conjunto corrido.

Su base está formada por una serie autóctona profunda que se nos muestra al Este y al Sur. Su parte frontal alcanza el Flysch externo periférico y se ve a todo lo largo del contacto de Xauen cómo sus capas superiores se soterran por bajo de los materiales del Flysch, que aparecen de modo engañoso como si estuvieran en posición normal.

Del examen cuidadoso que hemos hecho de Yebel Kalaa y del corte del valle de Tisukka nos vemos obligados a admitir que las capas de la hoja penetran en el Flysch secundario y terciario sobre el cual ellas, a su vez, descansan. Este Flysch debe, pues, penetrar bajo el macizo en profundidad, y el frente o el borde de la parte autóctona debe hundirse, a no dudar, según la alineación Yebel Aguedan-Hafa el Audai; así se puede asimilar la rama caída de las capas a una charnela frontal de gran estilo. Hacia el Norte se hunde disminuido de amplitud. No existe la rama invertida y el corrimiento desaparece por bajo del accidente superficial del Aguedan. Hacia el Sur, por elevación de ejes, desaparece en el valle de Tisukka y en Bab Tizi Mandu después de haber disminuido de espesor bastante rápidamente.

La serie del Magu o Xauen en su parte principal alcanza una potencia de 1.200 metros. Soporta una hoja enteramente independiente: la de Amesif. Por estar ésta constituida por un pliegue acostado no ofrece el desarrollo que le es peculiar.

Es importante hacer resaltar que el rhetiense y las capas con *Rhynchonellina* del Amesif no son diferentes de las que se presentan en otros lados. Singularmente, la existencia de calizas con *Rhynchonellina* en la ladera del Kalaa, comprobada por los derrubios, nos indica que no hay heterogeneidades estratigráficas entre la serie autóctona, la hoja de Xauen y el pliegue acostado de Amesif.

En capítulo siguiente expondremos nuestra opinión de que el macizo de Xauen tiene su raigambre al Este de Tazaot, cuyos testigos deben unirse a la hoja de Xauen.

La escama de Amesif sería: un retazo de una hoja más elevada, o un trozo de una imbricación o digitación de la de Xauen.

CAPITULO IX

EL MACIZO DE TAZAOT

CAPITULO IX

EL MACIZO DE TAZAOT

(Láminas II y IV)

A.—Consideraciones generales.

Al Sur del macizo de Talambot, la cordillera está formada por una ancha zona dolomítica y caliza que se extiende transversalmente desde el macizo de Xauen, en unos 25 kilómetros, hasta la zona paleozoica. Constituye esta parte de la cordillera un complejo muy montañoso, de altitud media elevada y con un relieve regularmente abombado. Está cortado por dos profundos barrancos dirigidos al Noroeste: el de Talambot (que en la parte alta toma el nombre de Kaala) y el de Farda. Estos arroyos dividen al macizo en tres partes, a saber: la interior, la principal por su extensión y potencia, forma el Tazaot; la intermedia, entre los dos ríos, la constituye una sierra de relieve complejo que culmina en el Tidufal, y la exterior está formada por el macizo de Xauen y su prolongación, que han sido ya estudiados. Ocupémonos de la primera.

El Tazaot es un ancho y potente macizo que está socavado al Sureste por un barranco profundísimo (1.200 metros): el Bu Zlef (1). Tiene su nacimiento en la Hauta del Kasdir, en el límite Suroeste de los Beni Mhamed, y discurre hacia el

(1) Este nombre, muy usado por los moros, es el adoptado en el mapa francés. En el español se denomina Adalma en la parte alta y Cadner en la baja.

Mediterráneo. Entre los valles altos del Zlef y el Farda el territorio de Beni Mhamed encierra complicaciones tectónicas de detalle no bien esclarecidas. Las capas del macizo presentan, en conjunto, una inclinación de la parte oriental hacia la zona paleozoica y de la occidental al Suroeste. Está afectado, además, de una gran inclinación axial hacia el Noroeste, es decir, hacia el macizo de Talambot.

Un gran retazo paleozoico acompañado de dolomias, y, de lo que es muy raro, de carñiolas, forma la cúspide de este macizo. Varios testigos pegados a la serie basal, sea hacia el Suroeste, sea hacia el Noroeste, nos enseñan la extensión de la serie cabalgante que suponemos unida al macizo de Talambot.

Para describir este macizo de Tazaot empezaremos por los contactos anormales del borde Sureste del macizo de Talambot.

B.—La ladera Suroeste del Tazaot.

Esta ladera Suroeste de la profunda escotadura del Talambot, no ofrece a la vista elemento estructural importante, pero al Sureste del Tidufal encontraremos la prolongación y el descenso de los elementos del Tazaot. La hoz o cañón del alto Talambot penetra de 600 a 700 metros de hondura en las dolomias basales de la serie y este solo terreno es el que allí hemos hallado.

Por el contrario, en los caminos que cruzan las laderas y las escarpas se presentan algunos detalles estratigráficos. El borde Suroeste del macizo paleozoico de Talambot se apoya, con intercalación de nummulítico (Dahar el Selfa), en las calizas que representan en Hauta Tasaft la parte alta de la serie dolomítica.

En el sendero de Talambot a Asagar se encuentra a la cota

de 800 metros el contacto del paleozoico de Talambot con el secundario. Rodea este sendero el espigón de Hauta Tasaft, que forma un filo de cuchillo, y entra en Dahar Tasquimez en el desfiladero del alto Talambot. El sendero no figura en el mapa; se le ve en la vista de avión del Atlas.

Las dolomias se presentan en la base de la ladera, pero para el trazado del camino se han aprovechado los niveles más blandos de calizas azul oscuro y de bancos margosos. Estos niveles, con pequeño buzamiento al Suroeste, se les puede seguir bien en el terreno, aunque presenten algunas irregularidades de detalle. El sendero, al atravesar el último barranco transversal antes de descender el Asagar, corta, junto a dichos niveles, las calizas intercaladas en las margas grises. Algunos bancos forman una verdadera lumaquela de *Rhynchonella*, en donde el abate Duvar distinguió *Rh. portuvenensis*, Capellini. Las consecuencias que podemos deducir de este hallazgo las discutiremos más adelante; sólo indicaremos que este nivel lo podemos considerar como afín al rhenense.

El sendero de Asagar descende primero, luego sube por la ladera del valle, y antes de pasar el río corta un banco de calizas azules, que son las que forman al Sur la parte alta del espigón en donde se asienta el poblado de Asagar.

En la ladera occidental del macizo del Tazaot la gran depresión de Asagar tiene la forma de un profundo circo con digitaciones, dominado al Norte por la ladera meridional del Hauta Tasaft, al Oeste por la masa misma del Tazaot y al Sur por el espigón agudo de Dahar Hammin. Todo este circo está formado de bancos dolomíticos buzando en conjunto al O.-SO. En las proximidades del poblado se presentan grandes extensiones de derrubios y aluviones. Existen margas que evocan a las de Hauta Tasaft que contienen *Rhynchonella*. Más al Sureste el sendero vuelve otra vez a la vertiente oriental del



gran barranco de Talambot para dirigirse hacia Agla. Desde estos parajes, y mejor aún desde Dahar Hammin, se puede ver el coronamiento calizo de la serie dolomítica tanto en Hauta Tasaft como en el borde del mismo Tazaot.

Se aprecia la existencia de un pliegue inclinado hacia el Suroeste, particularmente en la base del Tasaft. Apenas rompe la regularidad de los buzamientos, pero su presencia se compensa muy bien con los esfuerzos tangenciales provocados por las masas que han sido corridas por encima del autóctono. El conjunto del citado coronamiento calizo, inclinado de un modo gradual hacia el Suroeste, es cortado por una vereda que gana Agan por Hauta Tasaft.

Este camino pasa por encima de las calizas azul oscuro y del nivel de *Rhynchonella*. Corta una serie dolomítica que hace serie con aquellos niveles y atraviesa el barranco donde está el yacimiento de *Rhynchonella* a unos 250 metros por encima de éste.

Un corte del conjunto estratigráfico de la ladera entre los dos senderos y hacia el collado de Hauta Tasaft presenta los elementos siguientes: sobre las dolomias de la base (2 a 5, figura 1) se encuentra un horizonte complejo donde restos deficientes de bivalvas y de *Rhynchonella portuvenereensis* indican la presencia del rhetiense. Encima bancos alternantes de dolomias y calizas coronados por un nivel con *Avicula contorta* (19) y en el alto del barranco se corta un horizonte complejo terminal (20 a 32), que todavía tiene afinidades rhetienses. Por consiguiente, en el punto culminante del monte Hauta Tasaft y en lo más alto de la serie caliza de estos parajes se presenta el rhetiense.

Hacia el nivel 22 de la figura, en el barranco, mana un manantial ferruginoso y debe ser la causa de la coloración anaranjada de un nivel de caliza situado encima.

No se ven otra clase de afloramientos en esta ladera de

Hauta Tasaft, pero desde que se desciende hacia el Norte el camino socava la mancha nummulítica que hemos indicado anteriormente como correspondiente al Flysch subordinado al paleozoico de Talambot.

Se nos presenta, pues, en este sitio un Triás completamente

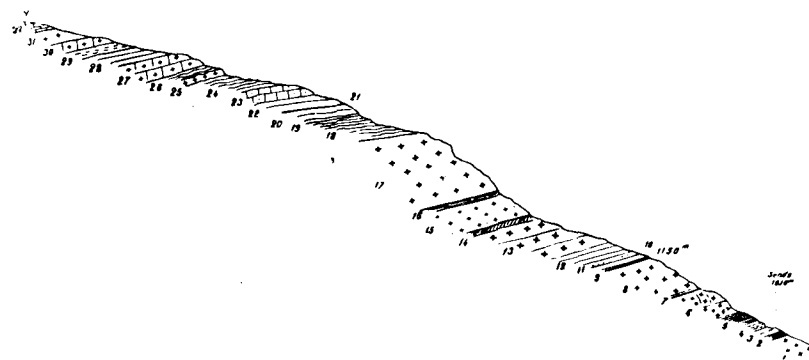


Fig. 1.—Corte de la ladera de Hauta Tasaft.

dolomítico y con hiladas magnesianas hasta en el Infralías. Desgraciadamente, la rareza de los fósiles impide toda precisa determinación estratigráfica en la serie dolomítica.

C.—Agan y el borde septentrional del macizo de Tazaot.

Se ha indicado en líneas anteriores la disposición de las capas dolomíticas y calizas aguas arriba de Talambot. Desde ciertos puntos al Noroeste y al Oeste aparecen localmente superpuestas al primario, pero en conjunto se encuentran debajo.

Aquí está constituida la serie por dolomias, sin duda triásicas, a las que se superponen bancos calizos en donde ciertos niveles evocan el rhetiense. Hemos hallado *Avicula contorta*, que comprueba este hecho. En el espigón de Hafa del Akab

se encuentra un pequeño asomo paleozoico, reducidísima mancha que descansa sobre el infralías.

A dos kilómetros al Noreste se presenta un segundo espigón con digitaciones en donde se asienta el poblado de Agan. Para alcanzarle el sendero hace muchas sinuosidades por varios barrancos donde la dolomía y las calizas en lajas del rhetiense se presentan con un buzamiento al O.-NO.

El barranco de Asaqui limita al Sur el gran espigón de Agan. El camino lo corta después de cruzar unos aluviones donde mana una fuente y en donde, a pesar de ellos, hemos podido observar dolomias y calizas alternantes. Entre estos bancos se presentan niveles margo-calizos. Hacia el manantial se aprecian restos de fósiles indeterminables, pero que deben pertenecer al rhetiense.

Toda la ladera del Dahar Afusar está formada por alternancias de dolomias y lajas calizas. En el collado por el que se llega a Agan existe un cementerio que se encuentra sobre el Flysch. El espigón de Dahar Afusar está formado por calizas que buzan un poco al Norte y que se extienden mucho. El poblado y sus cultivos se encuentran sobre el Flysch que recubre en parte esta serie.

Este pequeño macizo está dividido longitudinalmente por un barranco. La cresta que la limita por el Norte presenta un Flysch constituido por pudingas y capas rosas y amarillas recubierto por dolomias y calizas. Las relaciones de estas capas, en general muy delgadas, son complejas para hacerlas con detalle, pero en grandes líneas la superposición es muy clara.

Al Norte de El Auina se extiende, hasta el pie del aduar, un pequeño retazo paleozoico formado por pizarras areniscas micáceas. Este está adosado a una colina de composición geológica compleja y una fuente se presenta en la parte Oeste de su base.

Aguas arriba aparecen carñiolas y dolomias formando un

doble montículo, en cuya escotadura pasa un camino que sigue al gran barranco que limita al Norte el espigón de Agan. Cortes según este sendero y de la cumbre del espigón se dan en la figura 2.

Se ve por los cortes que el asomo es bastante potente y que está constituido principalmente por dolomias y rhetiense

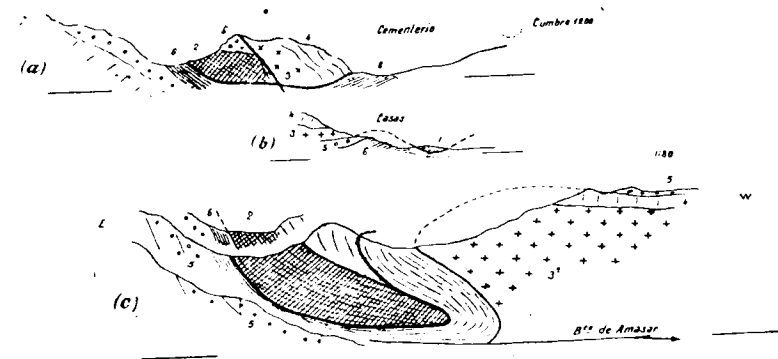


Fig. 2.—Cortes del retazo de Agan.

2 a, por el Sur del pico.

2 b, por el poblado.

2 c, por las proximidades del barranco de Sidi Amusar.

1, paleozoico (pizarras micáceas); 2, Flysch rojo oscuro que parece permotriás; 3, dolomias del Triás; 4, calizas del Infralías; 5, pudingas nummulíticas; 6, Flysch amarillo y rosa.

que descansan sobre la serie dolomítico-caliza autóctona, presentándose en medio el Flysch. Este último está constituido por pudingas lutecienses y capas amarillas y rosa del eoceno superior.

El paquete de dolomias y bancos calizos descansa oblicuamente sobre el Flysch, aguas arriba de un cementerio. Se ve además una cuña de pudinga nummulítica que complica mucho la formación.

Al Oeste, en las casas y bajo detritus se encuentra una manchita de areniscas micáceas que deben corresponder al paleozoico (siluriano o devoniano). Al Este del poblado se encuentra la ladera autóctona formada de bancos calizos, pero

la pudinga nummulítica apoyada contra ellos se presenta transgresiva, ya sobre las calizas del Sur, ya sobre la dolomia al Norte del espigón.

De dolomias, profundamente socavadas por los barrancos, está constituida toda la zona del Norte, pero la aridez que esta roca da al campo es interrumpida en los sitios donde se asientan los dos aduares de Beni Maala y Tansasmut, colgados en vertientes menos inclinadas y en terrenos con tonos parduzcos. Deben estar establecidos, a la manera de Agan, sobre accidentes tectónicos.

Los cultivos de Tansasmut se encuentran al Norte de Beni Amesar sobre un espigón casi simétrico con el de Beni Maala con relación al desfiladero del arroyo Taguesuz. Está constituido por pizarras y grauvacas del paleozoico supuesto siluriano y no parece que éstas rocas tapen el Flysch.

El afloramiento de Beni Maala es muy irregular y está constituido de grauvacas, pizarras rojas con algunas cuarcitas y rara vez con calizas alabeadas. Todo este primario se apoya sobre las dolomias de la rama occidental del macizo del Tazaot. En sitios el primario ha sido derrubiado y arrastrado; así, particularmente al Oeste del poblado, se observan depresiones debidas a erosión reciente. Tampoco aquí hemos visto al Flysch.

En la loma Mian que domina al Este la depresión terciaria de Aakil, hacia el Norte hemos encontrado la prolongación del accidente del Haramé, o sea el cabalgamiento del paleozoico sobre el caparazón de la serie profunda, que es aquí la del Tazaot hundida.

D.—Caparazón autóctono de Agan y Tazaot.

Este caparazón es socavado al Norte por varios arroyos. El profundo cañón del río Tarmalt, con dirección N.-NO., se encuentra en el extremo Noreste de la zona que ahora nos ocu-

pa; más al Suroeste, el barranco (Jandak) Taguersill, menos profundo, que nace en Ain Tauarta y que discurre al Noroeste entre los espigones de Beni Maala y Tansasmut, y, por último, por otro barranco de la misma importancia que el precedente y que pasa al Noreste de Agan. Los dos últimos serán únicamente objeto de nuestra atención por ahora.

1.—Zona del barranco Taguersill.

En el valle del Jandak Taguersill, las dolomias predominan en las lomas de Beni Maala hacia Tirines. En ellas está socavado el río. Su serie es muy potente con buzamientos de 15 grados a O.-NO., pero existen intercalaciones margosas y de calizas en lajas azules. Hacia 129,1/81,8 la erosión ha descubierto estas capas, pero no tuvimos suerte de encontrar fósiles.

Si se va subiendo por el barranco se alcanzan bancos con superficie ondulada con restos fósiles indeterminables de bivalvas, pero que deben corresponder al Keuper o al Rhetiense. Más adelante el valle se divide en dos ramas principales: una orientada SE.-NO. que proviene de Ain Tauarta, y otra que procede del Sur de la montaña Tigri Haiant. Ambos valles presentan una rotura de pendiente en cuya parte alta se encuentran las calizas en lajas cuya serie corona Amesiú y, al Norte del barranco, las cumbres de Kaf Gafer y Tauarta. La serie caliza está completada con el Flysch, formado por margas grises y rosa, arenisca color ladrillo y episodios de conglomerados. Todos los foraminíferos hallados pertenecen al eoceno superior. El manantial es debido al Flysch. Este Flysch al Sur y al Suroeste se levanta y se apoya entre las calizas del substratum secundario que constituyen el monte de cota 1.562 metros. Soporta al Norte y al Este un retazo corrido que forma

el cordal del monte de cota 1.600 metros y Tauarta y que domina el Jandak Tarmalt. La serie dolomítica de la base se levanta al Sureste y el Flysch pasa del valle de Ain Tauarta a la ladera del barranco del Tarmalt y a su facilidad a la erosión se debe la formación del colladito al Sur del monte de cota 1.600.

El referido retazo corrido está constituido por dolomia va-

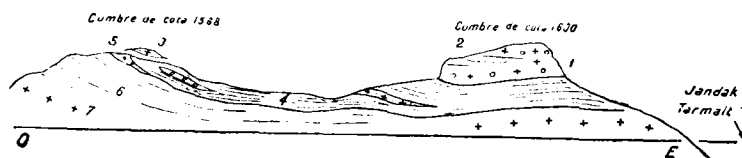


Fig. 3.—Corte del Flysch y del retazo de Ain Tauarta. 1, dolomia vacuolar; 2, bancos calizos dolomíticos; 3, carñiolas; 4, Flysch rosa; 5, pudinga nummulítica; 6, caliza azul del macizo de Tazaot; 7, dolomias de Tazaot.

cuolar asociada a bancos calizos dolomíticos. Una hoja de carñiolas se intercala en este Flysch al Norte del collado. Este testigo se alarga a más de un kilómetro hasta Tauarta, de cota 1.526 metros, cortado en dos partes por un pequeño collado al Sur de este punto.

2.—Zona del barranco de Agan.

El camino de Agan a Tazaot no se sigue por el fondo del barranco, sino por el caparazón que forma la serie al Suroeste del cañón, según el espigón mismo de Agan. El buzamiento de las capas calizas hacia la depresión paleozoica del Lau es claro, pero sobre todo se aprecia perfectamente que dichos bancos están superpuestos a la dolomia, aunque existan accidentes en la margen derecha, como se pueden ver perfectamente en el barranco pasando al Norte de Agan desde el sendero. Allí se diseña un pliegue cuya orientación aparente sería

hacia al Oeste, pero que puede tener otra según se deduce del corte oblicuo de la charnela allí sólo insinuada.

Cuanto más altura se gana más disminuye la inclinación de la superficie topográfica ampliamente abombada y más se extiende por todas partes el área ocupada por el término calizo de la serie secundaria.

El sendero corta una mancha del Flysch sin contorno preciso. Hacia 1.550 metros de altura este vasto caparazón de calizas corona todo el espigón del Tasaft y se prolonga por Hauta Tasaft, donde lo hemos observado. El retazo terciario del monte de cota 1.550 metros es, pues, homólogo de aquel de Hauta Tasaft, y sin duda habrá otros en el mismo caso.

El barranco profundo de Asagar, afluente del Talambot, corta toda la serie hacia el Sur. Le estudiaremos más lejos y haremos resaltar algunos repliegues que complican la regularidad del complejo calizo.

Al Norte un barranco socava la caliza y pertenece a la cuenca de recepción del barranco de Taguersill, o sea el barranco de Ain Tauarta estudiado en líneas anteriores.

Un pequeño puerto da paso al sendero de Tazaot y en él se presentan calizas más margosas que pueden ser del Infra-lías o del Lias superior. Sigue luego el camino la alta cuenca del Asagar y desciende después por un bosque para atravesar el más importante afluente del valle principal. Un manantial malo y pequeño de coordenadas 131,5/78,7 brota en terrenos calizos azules infraliásicos. En la cumbre cubierta de bosque que separa esta cuenca de la de Taguersill se hallan dolomias que quedan por estudiar.

Intercalaciones dolomíticas se presentan en la serie caliza que con potencia de cerca de 200 metros se apoya sobre las dolomias. Se ven varios cambios de buzamiento, sobre todo en la cumbre del monte de cota 1.800 metros que separa esta pequeña cuenca de recepción de la de Ain Tazaot. En la ladera,

bien llena de arbolado, que atraviesa el sendero que desciende al manantial, se observan restos de paleozoico y de carniolas.

Se encuentra el profundo corte del Tarmalt al Noreste del cordal seguido por el camino. El torrente que circula por el cañón no es afluente del Lau, sino que se vierte directamente en el mar después de cambiar bruscamente de dirección y después de mezclar sus aguas con el Ajerus. Hasta llegar al referido cambio de dirección labra su curso en la dolomia socavándola hasta 500 metros de profundidad. Después de este codo el río está dominado por cumbres donde se presentan retazos del paleozoico cabalgante.

Al pie de las praderas del Faz de Tazaot la cuenca de recepción es socavada bruscamente. Al Noreste la delgada cuerda de Kobba Artun (1.430 metros) separa esta cuenca de la ladera septentrional dolomítica del macizo cuyas capas, con buzamiento de 45 grados, se soterran bajo el paleozoico.

E.—Borde oriental del macizo.

Vamos a estudiar el borde Este del macizo antes de tratar de desentrañar la geología de la parte culminante del Tazaot y de sus varios testigos.

Hemos visto en el Kelti que la serie caliza y dolomítica es cubierta por el paleozoico de la zona interna y que éste no solamente ha dejado retazos pegados al caparazón calizo, sino que constituye la raíz de testigos bastante alejados.

Hemos encontrado el mismo cabalgamiento en Kobba de Iguerman después de la línea del contacto del arroyo Haramé y en varios jalones dispersos, en parte tapados por el terciario del Lau. Se le ve seguir, sin laguna, hasta el Buhia, que estudiaremos al tratar del Bu Zlef.

1.—Cudia Timlitan.

El cabalgamiento del paleozoico sobre la serie secundaria formada sólo por dolomias en Kobba de Iguerman forma una traza oblicua en la ladera occidental del Jemsa (continuación del Tarmalt) a la altura de su brusco cambio de dirección.

Se ve bien, a lo lejos, el profundo Jandak Tarmalt socavado en las dolomias, desde el alto de la ladera del Jemsa, por ejemplo, desde el sendero de Arar Uasagar.

Queda dominado desde muy alto este último río, al Sur por el Flysch y el pequeño testigo de Tauarta y al Norte por

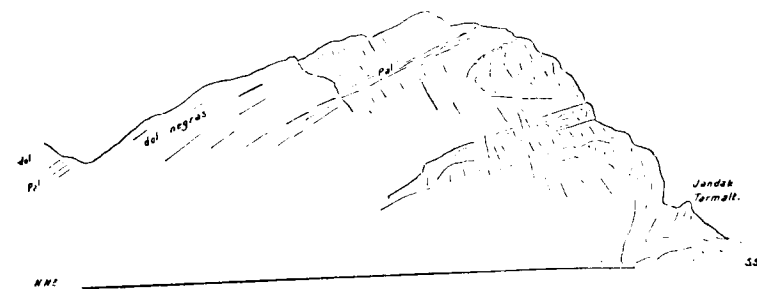


Fig. 4.—Croquis de la terminación Noroeste del macizo de Timlitan visto desde el Noroeste.
Pal, paleozoico; dol, dolomias.

un cordal terminación del macizo de Cudia Timlitan. Este se nos presenta con constitución compleja y muy dislocado.

El cañón está socavado en la masa principal de la dolomia que se hunde hacia el Noroeste y que se inclina al Noreste. Se la superpone un segundo complejo dolomítico y calizo de poco espesor y que se separa del primero por una faja de paleozoico. La serie profunda ha sido dislocada y se ve bosquejarse un precioso pliegue asimétrico, sin duda debido al empuje de la masa superpuesta.

Examinemos ahora la ladera de detrás de esta Cudia antes de entrar en el análisis de dicha imbricación. En ella vemos que toda la ladera de la montaña hacia Aguenaan, hacia El Bleh y más al Sureste está constituida por la serie paleozoica. Mas no es ésta sólo la masa primaria que se observa en este territorio, sino que existen otras más de donde emergen relieves dolomíticos de cuyo estudio nos ocuparemos más adelante.

El contacto entre el paleozoico y las dolomias de Cudia Timlitan sigue próximamente el barranco Ilugan, afluente por la derecha del Jemsa. El espigón que domina este barranco al Este y al Norte, y en donde se asienta el poblado de Aguenaan, está constituido por conglomerados y cuarcitas primarias. En la parte alta del barranco se individualiza una imbricación de detalle consistente en que el contacto principal, desviándose un poco al Este, pasa a filo de cuchillo a unos 900 metros aguas arriba del Bleh. Es sobre este transversal donde se insertan en el primario hojas oblicuas de dolomias.

Hacia el Sureste la imbricación del alto valle del Ilugan se estrecha y disminuye. Se la atraviesa por el sendero de Cudia Timlitan. Pasado el barranco se observan allí sobre la dolomia unos pequeños retazos paleozoicos que representan la imbricación. Se unen bien con la imaginación estos restos de paleozoico con aquel que en la base de la ladera se apoya contra la dolomia con buzamiento al Norte. Si se sube a lo alto de la Cudia ya no se encuentran dolomias, pero sí bancos calizos azules, casi seguro rhetienses, con buzamiento de 70 grados al Noroeste, sobre los que se apoyan pizarras rojas paleozoicas. Estas pizarras, a unos 840 metros de altura hacia el Oeste de Cudia Timlitan, forman un pequeño collado que da acceso al profundo Jandak de Afri Melun. Después de este collado se ve seguir aún el paleozoico y forma una faja aplastada entre la dolomia autóctona y la vertiente Suroeste

de Cudia Timlitan y continúa hacia el fondo del Jandak y hasta el Jemsa.

Una vereda atraviesa el Jandak y se llega a un pico de cota 930 metros, representado en el mapa en 130,6/84,7. En él se observa la anomalía de que la masa dolomítica que lo constituye descansa sobre una mancha de pizarras paleozoicas de poca importancia y éstas, a su vez, sobre las dolomias y calizas de la serie profunda del zócalo de Tazaot. Este accidente pudiera ser considerado como un elemento avanzado de la imbricación estudiada precedentemente. Más aguas abajo se dibuja el pliegue en rodilla observado desde distancia, así como también más alto hacia el Sureste se presentan en la ladera los múltiples cambios de buzamiento de la serie basal.

2.—Accidentes internos.

Si en lugar de cortar todos los referidos elementos en su terminación lo hacemos hacia el Bleh de El Baio, se nos presenta entre el Bleh y Taza-Usaid la masa paleozoica ya citada; pero desde aguas arriba de Iguelman hacia el Sur aparecen las dolomias, muchas veces con oquedades que llegan a formar cavernas. Las dolomias se presentan en fajas que se amplían hacia el Sureste. Los accidentes que vamos a estudiar sólo se presentan en la masa paleozoica entre el Jemsa y el alto Gafar.

Se destacan bien tres fajas principales de dolomias. La más interna empieza al Oeste de Iguelman. Se presenta oblicua y cortada por vallecitos que descubren bien claro su buzamiento, en conjunto, al Noreste. Se estrecha rápidamente. Otra faja se alinea hacia el Bleh. Aumenta de espesor hacia la cota 750, donde corta el gran espigón que desciende desde Afusar con cota de 850 metros. Está también inclinada al Noreste.

La tercera faja pasa aguas arriba del Bleh y es la prolongación de la escama observada más alto. Al principio muy estrecha, toma mucha importancia en la cumbre de Afusar, cruza el profundo barranco del Tifira, forma una gran parte del monte de cota 915 al Oeste de Dugzen y se soterra bajo el paleozoico en el barranco al pie de este mismo poblado.

Es interesante hacer observar que en muchos sitios estas fajas dolomíticas no son simplemente fajas sinclinales normales, sino que el paleozoico las recubre. En Dugzen se observa claramente este soterramiento de las dolomias bajo el paleozoico. Como esta dolomia es idéntica a la del secundario y en este territorio no se conocen dolomias cambrianas, es preciso reconocer que forman parte de la serie caliza sobre la que se apoya el primario por cabalgamiento. Por tanto, anticlinales u hojas, estas fajas dolomíticas representan asomos de la serie profunda autóctona.

3.—Escama de Taza-Usaid.

Si desde la ladera de Cudia Timlitan, después de haber dejado el Bleh, nos dirigimos hacia Taza-Usaid, cortamos la misma hoja dolomítica que hemos descrito antes, después nos hallamos en el paleozoico que forma una larga y ancha faja alargada hacia el Sureste y que se corta oblicuamente hacia Taza-Usaid. Se apoya contra la montaña y a su vez se la superponen dolomias.

4.—Escama de El Baio.

Sobre la masa de Cudia Timlitan, buzando 40 grados al Noreste, se presenta esta escama un poco complicada. Una cuerda dolomítica dominando al Norte los cultivos de El Baio

se nos presenta a la vez subordinada al primario citado en líneas anteriores y apoyada sobre el Flysch rosa muy triturado. Como siempre, sobre este Flysch se encuentran las tierras cultivadas de El Baio.

Calizas negras y un horizonte margo-calizo se presentan aguas arriba del poblado. Las primeras pueden dar lugar a confusión, pues, aunque más potentes, tienen un aspecto muy semejante al de las calizas paleozoicas alabeadas, tanto por su textura como por su color. La proximidad de pizarras muy aplastadas ayuda a caer en el error. Sin embargo, investigadas cuidadosamente hemos podido hallar *Nummulites* del eoceno superior. El sendero que se dirige desde El Baio al collado, después de cortar una faja de enormes pudingas nummulíticas incluídas bajo la dolomia cabalgante, se sigue a aquéllas con Flysch rosa hasta el mismo collado. El dinamometamorfismo

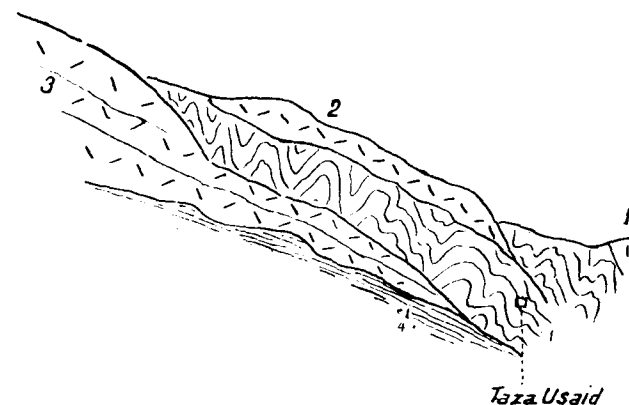


Fig. 5.—Imbricación de El Baio; vista del collado atravesado por el camino de Tagetost.
1, paleozoico; 2, dolomias; 3, dolomias y calizas; 4, Flysch.

de las margas del Flysch ha sido muy grande, llegando a términos por nosotros desconocidos en estas regiones.

Se sigue la faja de Flysch a partir del collado, aunque

inclinada, y se la ve unirse a la escama más interna de Cudia Timlitan, cuyo desarrollo hemos ya comentado.

El Flysch ofrece dos particularidades. Una es que sus pudingas se reparten entre dos conjuntos potentes separados por margas rosa muy aplastadas. Puede ser debido a empujes mecánicos de la serie y también a variaciones de facies.

La segunda particularidad está en la pudinga; no se observan elementos del paleozoico, o por lo menos son rarísimos, a pesar de la aproximación grande existente entre los dos terrenos.

En el barranco que socava la sierra y pasa al Sur de El Baio se observa la extensión de las pudingas, cuya base se apoya sobre bancos calizos, sin duda liásicos. Ahora bien: sobre estas pudingas se encuentran dolomias prolongación de aquellas halladas en la imbricación de El Baio. Coronan parcialmente al Flysch de la cumbre que separa el barranco de El Baio del torrente que cae desde Ain Agbalu, constituyen preponderadamente el espigón que desciende desde Kobba Ifartan en dirección del monte de cota 1.033 metros y, por último, forman la cumbre de la misma Kobba, coronando así una buena parte de la cima que limita por el Oeste la cuenca del Jandak Tarmalt.

Corresponden estas dolomias a una escama inclinada de 30 a 40 grados y que se presenta en el alto de la ladera que domina el Jandak, así como también en el haz de cuatro torrentes que forman la cuenca de recepción del río El Joj.

Mas antes de nada, subamos por el camino que conduce desde El Baio al collado situado al Sur de la montaña de cota 1.262. De este collado parten dos senderos que, dirigidos al Sureste, llegan al fondo del cañón. Si tomamos el más alto se pasa por la vertiente occidental del monte de cota 1.320 y se puede seguir en 500 ó 600 metros una faja paleozoica de reducida potencia subordinada a la masa dolomítica que forma

la cumbre. Este primario es acompañado de areniscas color rojo ladrillo que asemejan a bancos del permotrias. No se presenta Flysch en este principio de contacto anormal. Si dejamos el sendero para seguir poco más o menos una curva de nivel, observamos al terciario en el alto de un barranquillo en 132,3/81,7, formado por pudingas y un poco de Flysch rosa. No queda apenas subordinado este nummulítico al paleozoico, porque al poco espacio de aparecer el primero, el segundo, después de su desarrollo, adelgaza, desaparece y sólo la dolomia cubre la serie basal.

Se amplifica aún más el Flysch en la vertiente de Kobba Ifartan. También toma más importancia el paleozoico en este sitio y resulta, por tanto, que la ladera se cubre de más vegetación que en el resto de este territorio, sobre todo hacia el pie de las cumbres de cota 1.445 y 1.450. Circunstancialmente, en la base de la dolomia y casi en su contacto con el paleozoico aparece una dolomia un poco vacuolar o carñiola.

A partir del monte de cota 1.450 el espinazo de la sierra se orienta hacia el Sureste. Primeramente rectilíneo, en unos 800 metros, después (representado en planta) dibuja un ángulo cuya rama Sur se dirige hacia el Tazaot. Un poco al Sur de este ángulo (cota 1.450) aparece un pequeño retazo aislado de primario en el collado de detrás de la cumbre. No se observa que este retazo presente relación alguna con el que forma la base de la escama.

La masa dolomítica cabalgante, 200 metros al Sur de la cúspide de cota 1.450, se empina, el primario se estrecha y la línea de contacto anormal corta la cumbre y pasa a la ladera septentrional del barranco de Filalen. En el collado se observan bancos calizos que deben ser infraliásicos que se interponen entre el paleozoico y la dolomia de la base. Hacia el Sur estos bancos toman desarrollo.

Muy enmascarados por la maleza se presentan los terrenos en este barranco de Filalen, así como al Norte de los que forman la cuenca de recepción de El Joj, lo que impide se vean bien los contactos. Al hacer algunos cortes la casualidad nos ha proporcionado datos por los cuales podemos manifestar que todo el conjunto buza claramente al E.-NE., que la serie basal tiene su terminación en las pudingas y margas rosa del Flysch y que en ocasiones se intercalan entre este terciario y las dolomias bancos de carñiolas.

Estas relaciones se observan en la ladera Sur de la sierra, desde donde se dominan los cuatro barrancos que forma la cuenca de recepción de El Joj. En las cumbres hemos encontrado los mismos niveles y además, bajo el Flysch, calizas del Lías, tanto del nivel en masa, como del de bancos estrechos, como del que contiene sílex, como los hallados en el collado antes citado. Estas calizas se presentan atormentadas y discordantes bajo las pudingas.

Hemos querido hacer resaltar bien en nuestro mapa, de una manera sintética, las intersecciones que resultan, de una parte, de la inclinación de la escama, y de otra, del socavamiento producido por los barrancos. A pesar de la vegetación se ven estos contornos recortados en los espigones.

El espigón que limita al Norte este territorio forma la línea divisoria de aguas entre El Joj, afluente del Tiguizas, y el alto Tifira, afluente del Jemsa. En la ladera Norte de esta cumbre mana la magnífica fuente de Ain Agbelu en la serie dolomítica cabalgante.

Si de este manantial se desciende por el camino de El Baio, se atraviesa en seguida el contacto anormal y después se alcanza una montaña formada de Flysch y de pudingas. Bajando por la ladera meridional de este monte se alcanza el barranco de El Baio. Con este itinerario hemos cortado, pues, la escama dolomítica completada en su base con paleozoico

que prolonga al Sur la imbricación de El Baio. Sólo nos queda ver dónde presenta sus raíces.

5.—Terminación Sureste de la escama.

Si volvemos hacia Taza Usaid y miramos al Sureste vemos perfilarse el espigón que de la Kobba Ifartan a la montaña de cota 1.024 metros forma la divisoria de aguas. Hacia la cota 1.033 esta cuerda presenta al Noreste el paleozoico apoyado sobre el Flysch. Un poco de dolomia parece acuñarse en el contacto que se empina hacia el Norte donde el sendero de El Baio a Taguetost le roza. Aquí se encuentran carñiolas que recuerdan las de la base de la escama que se muestran en el contacto.

Las dolomias vuelven a presentarse más aguas abajo hacia el fondo del barranco El Baio y sin duda deben estar unidas a las del espigón 132,6/83,6, pero el detalle de los contactos no lo pudimos precisar a causa de la maleza.

La ladera que domina el sendero de Taguetost no se pre-

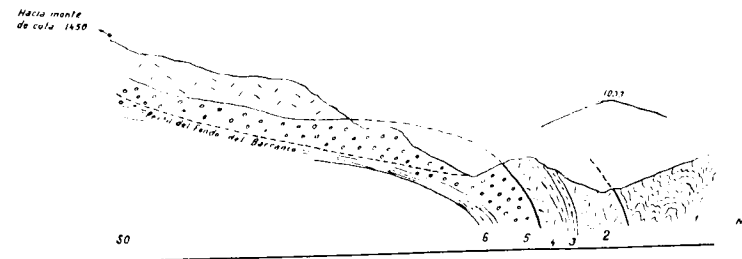


Fig. 6.—Raíz de la escama de El Baio al Oeste de Isumar.
1, paleozoico; 2, dolomias; 3, bancos calizos y dolomíticos con sílex; 4, bancos dolomíticos; 5, pudingas nummulíticas; 6, Flysch rosa.

senta de modo uniforme. Aquí aparecen potentes masas de Flysch que referimos al substratum de la escama y que su-

ponemos colocadas debajo de su raíz, pero complica la situación el que asoma allí también el paleozoico. No sabemos precisar si estos pequeños asomos son consecuencia de un accidente local—ruptura de pudingas y supresión episódica de las dolomias—, o si constituye parte de una masa primaria más interna y, por consiguiente, más elevada tectónicamente.

Si en las cercanías de El Baio la interposición en la región de las raíces de una faja de dolomia entre paleozoico y terciario

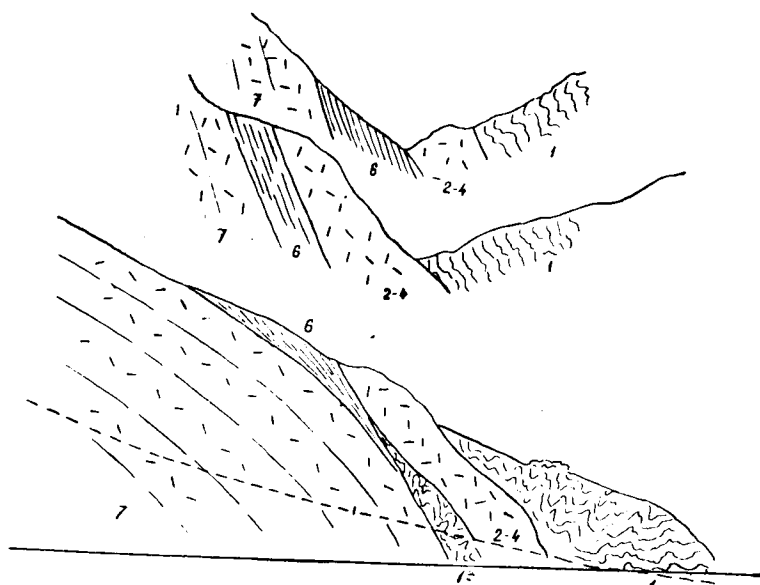


Fig. 7.—Cortes transversales por los afluentes de El Joj. 1, paleozoico; 2, dolomias; 6, Flysch; 7, dolomias de la serie de Tazaot.

no se presenta clara, sí lo es, y mucho, la interposición al Oeste de Isumar. La cuerda que se extiende con altitud constante desde el monte de cota 1.033 a este aduar para elevarse a la Yema de Taguetost, está constituida por paleozoico. El alto valle de El Joj, desde la reunión de los cuatro torrentes de que varias veces hemos hablado, tiene dirección Este hasta las cercanías del contacto de esta serie primaria y del macizo

objeto de nuestro estudio. Un corte del barranco en donde se reúnen los tres torrentes más septentrioles presenta de abajo arriba y del Suroeste al Noreste los niveles representados en la figura 7.

Las dolomias en masa (2), bastante potentes hacia el Oeste, adelgazan en su caída hacia el Sureste. El conjunto buza unos 60 grados cuando se soterra bajo el paleozoico. En la rama caída al Noreste las dolomias soportan bancos de caliza con silex y encima bancos calizos estrechos.

Este conjunto con predominio de dolomias, un poco más aguas abajo toma más amplitud, pero con motivo de un repliegue vuelven a presentarse los dolomias en una faja estrecha en el paleozoico en una longitud de cerca de un kilómetro.

El barranco del Filalen no ha podido ser estudiado en detalle, pero se observa claramente en su vertiente Norte que la raíz de la imbricación dolomítica gana allí mucho en potencia; pero más adelante esta hoja, hacia Tifisuan, adelgaza y se afila.

6.—Resumen y observaciones sobre el paleozoico.

Entre los ocho o nueve kilómetros que existen en línea recta desde Kobba de Iguernan a Filalen, el contacto anormal del paleozoico con la cadena caliza sólo tiene un cambio brusco de dirección, debido a la erosión del Jemsa. En este pequeño espacio el abombamiento de la serie produce la salida brutal de la serie caliza dolomítica existente bajo el primario y provoca accidentes bastante apretados que se disponen en forma de escamas apoyadas en el zócalo de Cudia Timlitan que nos parece es el autóctono de la base del Tazaot.

Las imbricaciones se presentan en el borde Norte de Cudia

Timlitan, donde hemos podido observar la del arroyo Ilugan y la de la misma citada Cudia. Bajo esta última imbricación, al Sureste, es donde se encuentra la escama de El Baio que seguimos, tanto por su raíz como por su intersección, por detrás de Kobba Ifartan en cinco o seis kilómetros. No estamos seguros si al Norte continúa individualizada hasta el Jemsa o si se adelgaza y acuña bajo la de Cudia Timlitan. Hacia el Sur la vemos estrecharse bruscamente a la altura de Tifisuan.

La existencia de cañiolas, o, mejor dicho, de dolomias vacuolares de la base nos anima a admitir que los retazos de Tauarta que se enfrentan con la cumbre de Kobba Ifartan del otro lado del Tarmalt son partes avanzadas de la imbricación que ahora nos ocupa.

Pero existen más complicaciones. No se presentan sólo estas imbricaciones, sino que hay hojas anticlinales de dolomias que perforan el primario entre Iguelman y Dugzen, indicando que este estilo de accidentes, aunque atenuado, continúa en profundidad bajo el paleozoico. Las hojas, como las imbricaciones, están más apretadas y estrechadas al Noroeste que al Sureste, de donde se deduce que el empuje más fuerte debe producirse hacia el Sur de Cudia Timlitan y puede ser en dirección NE.-SO.

Varía mucho la constitución del primario de unos sitios a otros, pero la falta de fósiles impide hacer una estratigrafía acertada. Conglomerados cuarzosos se observan predominando en las cumbres del Yebel Axaxa, así como también los encontramos en el espigón al Norte del Ilugan. Al Sur del Tifira predominan las grauvacas y areniscas pizarreñas del paleozoico menos antiguo, pero también se ven estratos rojos y fajas más cuarcíferas. Sin embargo, no creemos que se pueda hablar aquí de metamorfismo.

La facies se presenta más pizarreña y más filitosa en el collado al Norte del monte de cota 1.033 metros. Hacia Isumar

se observan lajas pizarreñas con granates. En las colinas de Yama de Taguetost y hacia Tasgut se encuentran ya las facies de filitas azul humo.

En Hafa es Sor un amplio sinclinal se dibuja bien en el terreno a causa de las micacitas cuarcitosas que, como más duras, forman pequeños salientes. En la cabila de Beni Guelun, por debajo de ellas, no hemos observado otra cosa que filitas color humo, y la misma sucesión parece encontrarse hacia El Joain en la cabila de los Beni Gafar.

Por consiguiente, aquí el paleozoico se presenta con una facies francamente metamórfica, en oposición con el paleozoico, formado de grauvacas y pizarras grises y negras que hemos atribuido a un paleozoico que creemos menos antiguo. El contacto entre estas dos formaciones no lo hemos podido observar a causa de la ausencia de cortes frescos en estos terrenos blandos y a causa también de que su fluidez hace dudosa toda aseveración sobre su posición. Más bien parece que se trata aquí de un paso lateral de una a otra formación, porque muchas veces se acusa muy clara la presencia de un metamorfismo gradual.

Se observa, aun en lo más alto de los depósitos que constituyen el seno sinclinal de Hafa es Sor, la presencia de calizas dolomíticas oscuras en grandes lajas, pero, sin embargo, de tonos más claros que las calizas alabeadas. No creemos que esas calizas sean secundarias a pesar de la analogía con las que se encuentran en ciertas partes de la cordillera. Se presentan en forma transgresiva y son posteriores al metamorfismo. No hemos encontrado fósiles. Aunque diferentes de facies, tienen algún parecido con las calizas con *Favosites* del Karaar de Taurast.

Este mismo sinclinal de Hafa es Sor, tan amplio, es un dato más que inclina nuestro ánimo a no creer en dislocaciones grandes de la serie primaria, pues si no fuera por las gran-

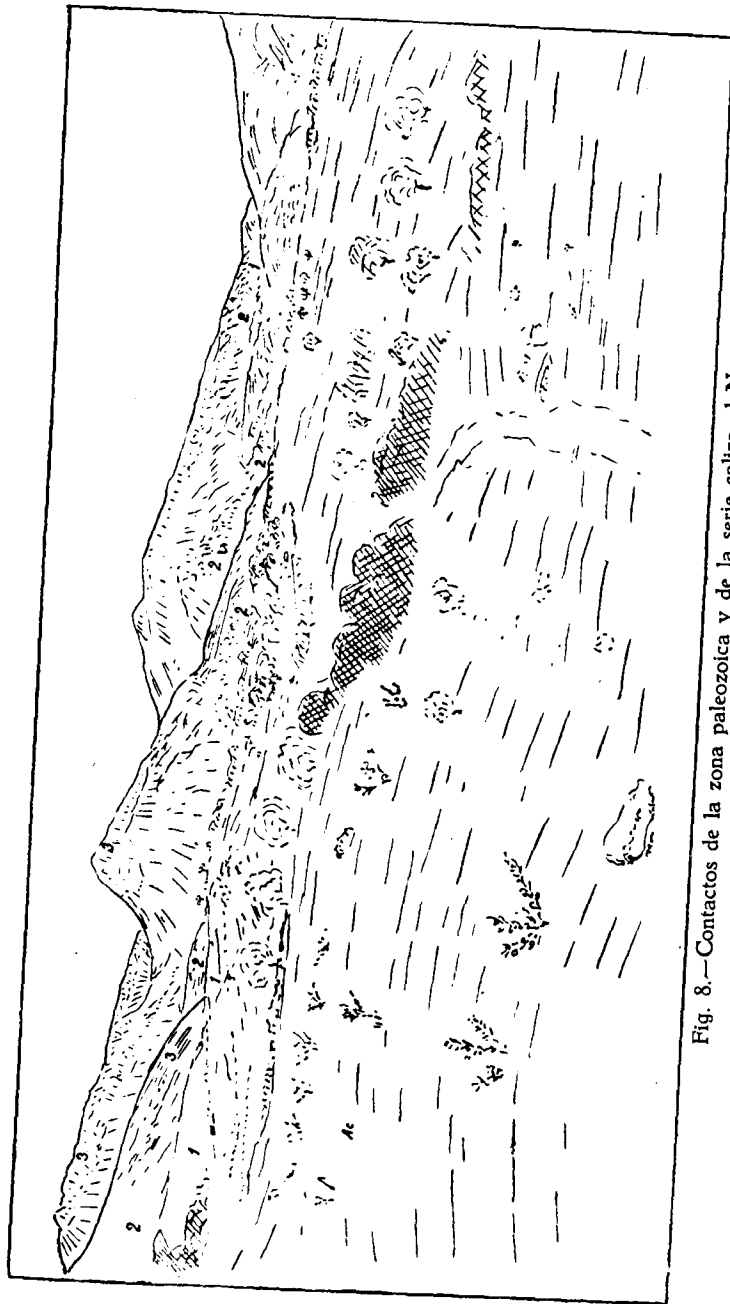


Fig. 8.—Contactos de la zona paleozoica y de la serie caliza al Noroeste de El Had.
1, paleozoico; 2, dolomías; 3, calizas del Lías; Ac, derrubios.

des conmociones terciarias, estos terrenos antiguos se presentarían bastante tranquilos.

7.—Los contactos hasta el Oeste de Beni Mhamed.

Si en el territorio acabado de estudiar a causa de diversos accidentes han sido complicados los contactos, éstos permanecen sencillos hasta el gran cordal de Beni Selman. El Jof discurre hacia El Had a lo largo de la cordillera y hacia el Sureste socavando el paleozoico. Este paleozoico forma la base de su vertiente Suroeste.

El primario se apoya con una inclinación de 45 grados sobre la serie caliza de la cordillera, desde dicha vertiente, que alcanza de 1.500 a 1.600 metros de cota. Es un contacto anormal, pero no se podría hablar de cabalgamiento si no se encontrara en la cúspide del Tazaot testigos de primario que a

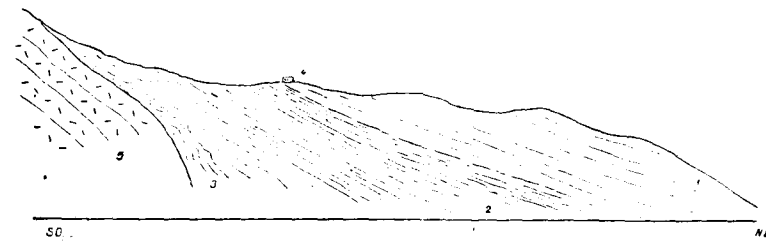


Fig. 8 bis.—Contactos a la altura de Yebel Mohamud.
1, paleozoico metamórfico; 2, pizarras color de humo; 3, paleozoico no metamórfico; 4, conglomerado paleozoico; 5, dolomías del Tazaot.

la fuerza hay que relacionar con aquél. En las figuras 8 y 8 bis se expresa bien la forma de presentarse esta línea de contacto. En cuanto a los accidentes que con ésta tienen conexión de la ladera Este de la cordillera caliza, los estudiaremos después que lo hayamos hecho con los testigos del Tazaot.

F.—Los testigos de las cumbres.

1.—Bordes Norte y Oeste del Tazaot.

El amplio abombamiento calizo del macizo montañoso es coronado en sitios de grandes testigos paleozoicos. Si se ganan las cúspides de este macizo siguiendo el camino que viene de Agan, al descender después de la cumbre de 1.800 metros de cota se encuentra en seguida el paleozoico. Está separado del secundario por una hilada de carñiolas amarillas. Estudiemos este limite Oeste.

Si se alcanza la cúspide viniendo de la cuenca del Asagar, en vez de hacerlo por el sendero de Agan, se encuentran, después de trepar por las pendientes, dolomias de la serie caliza formada de bancos irregulares que buzanan al Noreste. Hacia el alto, es decir, hacia 1.650 metros de cota, el barranco se divide en dos ramas; la más septentrional es la que sigue el camino y la otra se dirige claramente hacia el Sur. La montaña que separa el valle de este último arroyo de la cuenca de Asagar está formada por toda la serie caliza. En la margen Noreste del barranco se presentan colinas de perfil suave formadas por el paleozoico no metamórfico que culminan en la cota 1.845. Este primario, lo mismo que sucede más al Sur, está separado de la serie caliza por una hilada de carñiolas amarillentas, que descansa a su vez sobre nummulítico aplastado que aparece en asomos discontinuos.

El barranco que acabamos de seguir separa al paleozoico que queda al Este de la serie caliza que deja al Oeste, y en todas partes se intercalan las carñiolas entre las dos formaciones. La cumbre caliza se eleva hasta la cúspide del macizo de cota 1.891.

En la cima los bancos calizos están bastante empinados, y se observan lascas más o menos pizarreñas que alternan con otras capas que contienen silix incompletamente formada. En la propia cúspide las capas son verticales con dirección E.-O.,

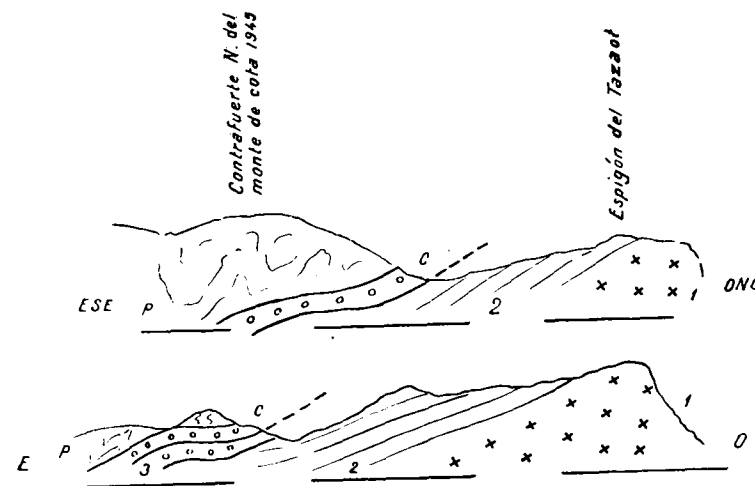


Fig. 9.—Cortes del contacto del paleozoico con el secundario al Norte de Tazaot.

1, dolomias del substratum; 2, bancos calizos estrechos; 3, pudingas nummulíticas; c, carñiolas; P, paleozoico no metamórfico.

y ya en su borde Sur se encuentran las dolomias subordinadas a las calizas que forman la cumbre del Dahar Hammin.

Toda la cuenca del Asagar se domina desde esta cúspide. Se ve al Oeste y al Sur del barranco Hammin, que desemboca más aguas abajo en el Talambot. Entre las dos cuencas se eleva la sierra aguda de Hahar Hammin, que será objeto de nuestro estudio en líneas siguientes. Al Sur, o sea al Suroeste del Tazaot, se observa el Yebel Tigrimuras, un gran contrafuerte del macizo del Tazaot; se extiende hacia Agla en forma digitada.

Las montañas con cotas de 1.891 y 1.845 son separadas

por un collado. Hallamos (fig. 10) hacia la altura de 1.800 metros la mancha de carñiolas y después el primario. Este está constituido por estratos rojos donde se presentan pizarras color púrpura, areniscas y conglomerados muy semejantes a los que forman la cumbre de Cudia Federico en Ceuta.

Como se ve en la figura, en este transversal la serie primaria ocupa una gran extensión y sólo unos 1.000 metros de la montaña está formada por carñiolas y substratum.

La cumbre caliza desde el Tazaot gira al Este. Al Sur del collado que separa las montañas de cotas 1.891 y 1.845, un pequeño barranco que se dirige hacia Ain el Kelb nos va a poner de manifiesto la continuación del contacto.

Si se sigue la arista caliza en que continúa la cumbre de cota 1.891, se llega a un pequeño vértice cuyo perfil suave es debido a la presencia de un poco de paleozoico que viene a constituir como un avance del gran testigo descrito. Al Sur este pequeño asomo descansa sobre dolomias bajo las cuales aparecen brechas constituidas por una mezcla de restos de paleozoico y fragmentos de dolomia. La edad de esta roca es

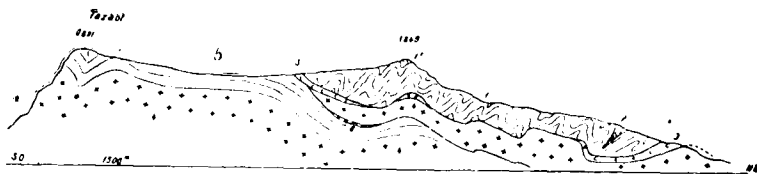


Fig. 10.—Corte según el transversal desde Tazaot al monte de cota 1.845. 1, paleozoico no metamórfico; 1 bis, conglomerados, pizarras púrpuras; 2, pizarras rojas; 3, carñiolas amarillentas; 4, dolomias; 5, serie caliza (Infralías); 6, puddingas nummulíticas.

incierto; en cambio, en el barranquillo que atraviesa el contacto del paleozoico con el secundario se observan puddingas nummulíticas aplastadas.

Hacia el Sur el alto del espigón encorvado que termina en la cumbre del Tigrimuras está coronado por el paleozoico.

Un espigón formado en la parte alta por puddingas eocenas sostiene un retazo de carñiolas. Estas rocas y la serie caliza a ellas subordinada buzan hacia el Sur. Después de una interrupción de unos 400 metros se encuentra el primario. Es el borde del gran testigo alargado del Tigrimuras que más adelante estudiaremos.

Un barranco bastante importante con dirección Sur que afluye al cañón del Bu Zlef o Adelma separa el contrafuerte meridional de la cumbre de cota 1.891 y de la cumbre Trigrimuras del macizo de forma redondeada cuyo punto culminante tiene de cota 1.825 y que está también constituido de paleozoico. Antes de abordar su estudio hagamos observar que este barranco socava la serie caliza y que la intersección de la superficie de la hoja de arrastre dibuja una V cuya punta alcanza la altura de 1.500 metros y está situada al Este del monte de cota 1.891. El Flysch superpuesto a la caliza está por completo triturado, pero basta para suponer su existencia la presencia del nivel de agua que da origen a la fuente de Ain el Kelb. Se observan lajas de caliza con *Nummulites* y *Ortophragmina*.

2.—Parte central del testigo de Tazaot.

Como se ha visto, el macizo paleozoico presenta pizarras rojo oscuro. Abundan mucho y se presentan generalmente partidas en esquirlas. También ocupan extensiones importantes las pizarras areniscosas. Sólo en dos puntos hemos encontrado las calizas alabeadas: al Norte del monte de cota 1.845 aflorando cerca de una fuente y al Noreste de Ain Tazaot.

Este testigo se apoya, hacia el Este, sobre la serie inferior por intermedio de un cojinete de carñiolas. Esta reaparición del substratum corresponde con una aglomeración desordenada

de pequeñas colinas bastante escarpadas. Aunque en muchos puntos el terciario se intercala entre caliza y serie del testigo, no hemos podido verificarlo con precisión en las sinuosidades de este contacto Noreste.

Un perfil anormal interesante se presenta en el arroyo que desciende del monte de cota 1.646 hacia el Noreste, porque allí las carñiolas no están situadas bajo el paleozoico, sino encima de él. Las capas detríticas forman como una colada en la parte más baja del valle. Si otras razones no se opusieran, se podría ver aquí la raíz en su sitio del testigo que estamos estudiando, pero esta disposición tiene carácter local y debe ser atribuida a repliegues de detalle.

La dolomia reina aguas abajo de la hilada dentada de carñiolas, pero aun no es autóctona. Su presentación se debe: sea a una rama invertida de un pliegue, sea a una viruta, porque encontraremos debajo de la dolomia, y singularmente en el barranco que desciende del Tazaot hacia el Sur, Flysch triturado. Creemos que más adelante, al estudiar la ladera Sureste

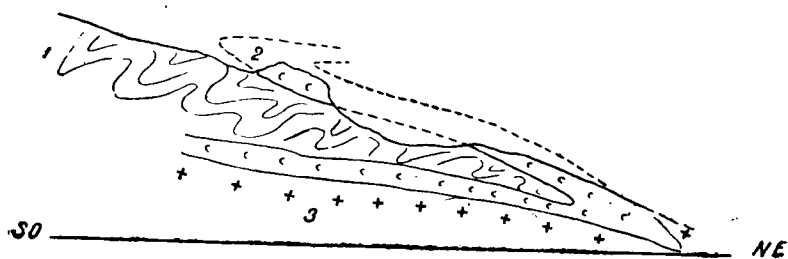


Fig. 11.—Corte según el barranco situado al Noreste del monte de cota 1.845 metros.
1, paleozoico; 2, carñiolas; 3, dolomias.

del monte de cota 1.845, se esclarecerá bien la posición estratigráfica de esta dolomia y la de los niveles análogos.

El paleozoico se presenta allí con poco espesor y se apoya en un macizo dolomítico potente que socava el barranco que discurre desde el collado al Este del monte de cota 1.891 y el

barranco que procede del monte de cota 1.745. Esta masa dolomítica puede medir unos 100 metros de potencia y culmina en un espigón al Este de la cúspide del Tazaot. Los bancos dolomíticos buzan 15 grados al Noroeste.

Al pie del espigón dolomítico y en la base del barranco se ve claramente la superposición de dolomias sobre las calizas

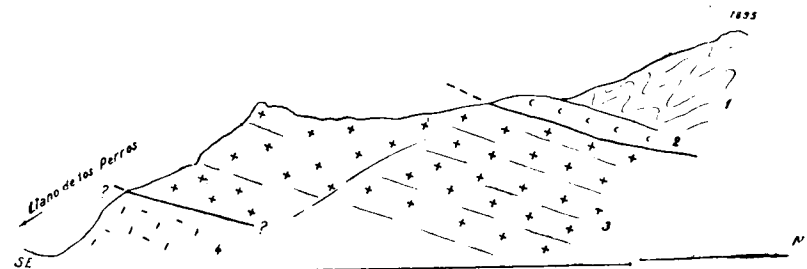


Fig. 12.—Cortes por Ain el Kelb al Sureste del monte de cota 1.845.
1, paleozoico; 2, carñiolas; 3, dolomias; 4, calizas.

de Ain el Kelb, con nummulítico interpuesto entre ambas en algunos sitios (fig. 12).

Se observa una masa dolomítica acuñada, a la manera de un paquete corrido, entre el frente occidental del testigo donde el primario se apoya en el zócalo parautóctono y entre éste y el asomo paleozoico. Jugaría esta masa el mismo papel que una parte de la masa dolomítica encontrada más al Noreste bajo el testigo y, también, que los niveles dolomíticos que coronan ciertas cumbres en la avanzada Sureste del macizo, que designaremos de aquí en adelante en conjunto por el nombre de la cota culminante 1.826.

3.—Borde Noreste y Este del testigo.

Si volvemos a la fuente Ain Tazaot observamos que todas las praderas que se extienden alrededor están sobre el paleo-

zoico, pero desde el principio de la ladera abrupta sobre la cuenca de recepción del Tarmalt se encuentran al Oeste bancos calizos y al Este dolomias. Carñiolas y dolomias cavernosas se intercalan entre uno y otros y forman un espolón que domina en 400 metros el fondo del arroyo.

El paleozoico hacia el Este es poco extenso; en cambio, las carñiolas coronan una serie de cumbres agudas, dando en conjunto la impresión de tener forma cóncava el testigo paleozoico.

Si por el sendero de El Baio descendemos desde Ain Tazaot, se camina por el barranco socavado en las carñiolas arriba mencionadas, luego se corta, subordinado a este nivel, el Flysch nummulítico que parece apoyarse en discordancia sobre las dolomias, cuya estratificación puede determinarse a causa de existir una hilada caliza. El conjunto es afectado por una pequeña falla de hundimiento.

Se extiende hacia el Norte la serie dolomítica de base en la montaña que separa Jandak Tarmalt del profundo barranco de Agnaix o Mesuan. En este espolón el camino se bifurca y una rama sigue hacia el Oeste la ladera del Jandak y la otra se dirige hacia el Noreste para seguir el cordal que separa dicho Agnaix de los torrentes de la cuenca de recepción de El Joj. En las cumbres que separan y dominan estos senderos se presenta una pequeña mancha de bancos calizos infraliásicos, o sea el principio de la serie que hemos descrito al Sur del monte de cota 1.430.

Corresponden a la serie basal calizas y dolomias. Estas últimas son muy potentes, al punto que los ríos Tamalt y Agnaix han socavado tajos de 700 a 800 metros sin descubrir la base. El Flysch corona las dolomias de modo discordante. Las dolomias cavernosas que le recubren tienen la misma posición que las de Tauarta. Como soportan a su vez el paleozoico de la cúspide de Tazaot, esto nos prueba que los retazos de Ain Tauarta

son restos de la intercalación de carñiolas de la base del primario corrido.

Si tomamos el sendero de El Had en vez de seguir el de Ain Tazaot, o sea, si caminamos hacia el Este, encontraremos al principio las carñiolas sin poder apreciar bien su separación con las dolomias más o menos cavernosas que les acompañan.

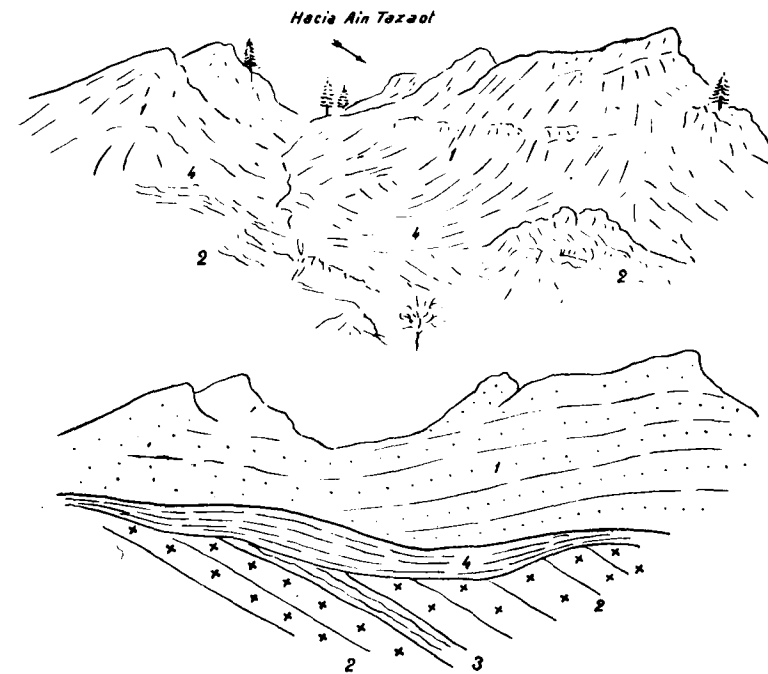


Fig. 13.—Croquis del borde Noreste del testigo de Ain Tazaot visto desde el Norte.

Fig. 13 bis.—Corte que interpreta el croquis anterior.

(Leyenda para las dos figuras.)
1, carñiolas; 2, dolomias; 3, bancos calizos; 4, Flysch nummulítico.

A 1.550 metros de altura y con carácter local se observa una manchita de pizarras rojas.

El sendero entra en la dolomia hacia 124,3/77,7. No tarda en volver a tocar las pizarras rojas que buzan 30 grados al

Noreste y coronan una montaña que separa el barranco de Agnaix por el Noroeste de otro barranco situado al Sureste. El barranco septentrional se dirige hacia el Norte, socava las dolomias, forma una depresión, toma dirección Noreste y desemboca en el valle de El Joj socavado en el paleozoico y cuya margen septentrional culmina en Yema de Taguetost.

El paleozoico se apoya sobre la dolomia que buza al E.-NE. según hemos indicado anteriormente. La mancha de pizarras rojas que corona la sierra cortada por el sendero se une a este

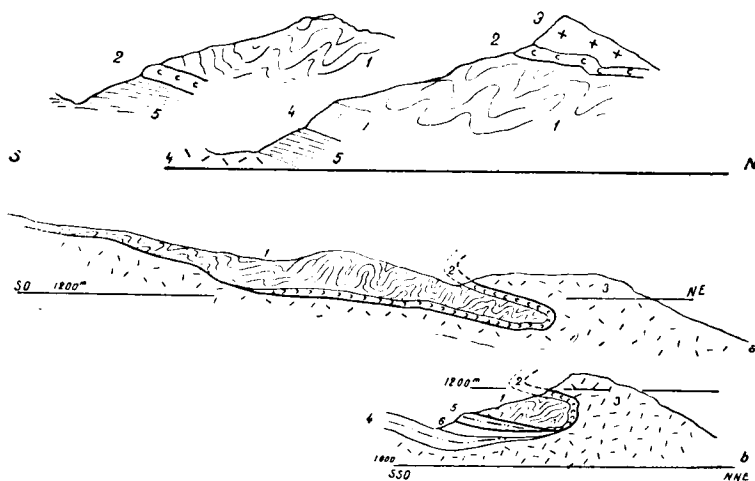


Fig. 14.—Espigón Este.

1, paleozoico; 2, carñiolas; 3, dolomias; 4, calizas; 5, Flysch aplastado.

Fig. 14 bis.—Interpretación de los cortes de la figura anterior.

1, paleozoico; 2, carñiolas; 3, dolomias; 4, calizas del Lías; 5, hoja caliza; 6, Flysch rosa.

primario. Este paleozoico toma algo de amplitud y está separado de las dolomias por el intermedio de carñiolas.

Un pequeño pico se presenta en la extremidad del espigón que se prolonga hacia el Noreste. Una faja de paleozoico cruza la ladera del pico y continúa descendiendo regularmente, pero

el pico mismo está constituido por dolomias que se apoyan sobre el paleozoico a través de las carñiolas como siempre.

No tuvimos suerte con las observaciones en el mismo monte, pero si se mira éste desde la sierra que lo domina al Noroeste del río Agnaix, se ve que toda esta disposición es debida a un sinclinal inclinado hacia el Suroeste, en cuyas dolomias aparecen pellizcados carñiolas y paleozoico de la serie corrida. Esta interpretación aparece confirmada cuando se observa este sitio desde el Yebel Mahmud. Se ve desde la extremidad opuesta el mismo pliegue y la misma charnela.

4.—Borde Norte y macizo de cota 1.240 metros.

Si se observa el mapa podemos apreciar que la ladera del Sur del pequeño macizo con cota 1.240 metros está socavada por un barranco bastante importante que le separa al Sur del monte llamado por los indígenas Yebel Beni Uad Dar, de cota 1.275 y constituido por calizas. Este monte es, a su vez, socavado al Sur por un torrente profundo que descende del collado situado al Noroeste de Ain el Kelb. Como consecuencia de la aproximación de los dos torrentes el monte de Beni Uad Dar se estrecha al Suroeste. Un puerto pequeño permite el paso de un sendero de uno a otro de los dos barrancos.

Examinemos estos macizos en conjunto. El Beni Uad Dar forma parte de la serie que forma el zócalo. Se puede observar una serie caliza coronando la dolomia y extendida anchamente hacia el Sur, donde forma el caparazón de la cumbre que tiene de cota 1.600 metros y que domina, por el Noroeste, el Jandak Agbalu.

Si se prescinde de la dolomia basal invertida que corona el monte de cota 1.240 metros, lo demás del mismo está cons-

tituido esencialmente por retazos paleozoicos cabalgantes unidos directamente al gran testigo del Tazaot. Mas en este territorio hiladas variadas se intercalan entre el paleozoico y su substratum. Este último está constituido por la serie caliza de Beni Uad Dar que descende hacia el Norte y que es completada con Flysch. Las hiladas intercaladas están formadas por carñiolas y dolomias. Estas últimas se las observa bien en las proximidades del contacto anormal que hace sinuosidades al Oeste de Beni Uad Dar. Toman luego las dolomias mucha extensión en los espigones con cotas de 1.400 y 1.500 metros y en los barrancos que descienden de la base oriental del testigo de Tazaot. En el mapa se pueden apreciar los contactos al Oeste de Beni Uad Dar, y en la figura 14 se pueden observar algunos detalles esquematizados en el pie mismo del monte de cota 1.240 metros.

Si se pasa el collado al Oeste del monte que nos sirve de referencia se observa aún el contacto anormal. Un afluente por la izquierda del río que desemboca entre los espigones de cotas 1.400 y 1.500 nos ofrece un nuevo corte (fig. 15).

Un manantial de agua muy fresca llamado Ain Taguerselt, situado aguas arriba de la citada confluencia, mana a causa del Flysch en el lecho del torrente por encima de un cambio violento de pendiente.

Si subimos por el barranco observamos que el arroyo principal tiene dirección S. S.O.-N. NE. y procede de un collado situado a una distancia de 1.600 a 1.800 metros y cuyo puerto aprovecha el camino de Agla para alcanzar Ain el Kelb. Al Noroeste la dolomia, que es prolongación de la hoja acuñada entre paleozoico y autóctono, forma todos los relieves y sus escarpas con su pátina oscura resaltan en el terreno.

Si caminamos al Sureste encontramos las superficies redondeadas de la cumbre de cota 1.600 llamada por los indígenas Cudia Tasaft. Están constituidas por bancos calizos de la serie

basal. El barranco sigue próximamente el contacto jalonado del Flysch, de las dolomias corridas y de las autóctonas.

El Flysch se observa en las cercanías del lecho del arroyo, a todo lo largo del mismo, hasta el monte de cota 1.540. Se presenta asociado y subordinado a los bancos calizos. Las laderas están formadas por dolomias. Hacia la altura de 1.550

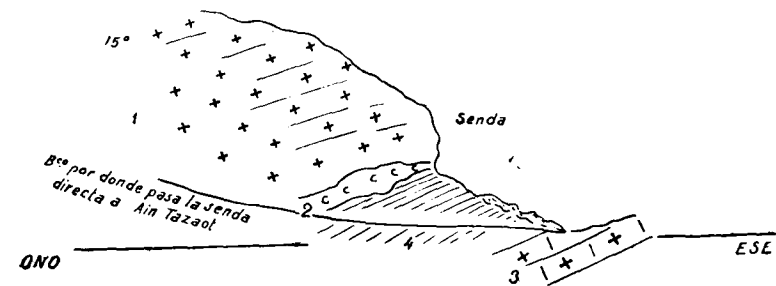


Fig. 15.—Relaciones entre el Flysch y la dolomia en la ladera Noroeste del barranco que sigue al sendero de Ain Tazaot.
1, dolomias; 2, carñiolas; 3, calizas dolomíticas; 4, Flysch.

metros se presentan carñiolas seguidas de restos de pizarras paleozoicas. Hacia el Sur la superficie de contacto se inflexiona y se alabea. Retazos irregulares de dolomias y carñiolas aparecen sobre la serie inferior y se nos presentan como una serie de jalones unidos a los testigos del macizo de cota 1.825.

Examinemos ahora el zócalo visible antes de estudiar el macizo corrido.

5.—El substratum en Beni Uad Dar y Kobba de Abbad.

Hemos visto en el capítulo anterior que la serie dolomítica del Tazaot desaparece con un buzamiento Noreste bajo el paleozoico que se apoya contra ella, con el mismo buzamiento, en unos sitios constituida sólo por dolomias y en otros completada con calizas.

Si nos colocamos en el mirador del Yebel Mhamed, según que miremos al Noroeste hacia Beni Uad Dar o al Suroeste hacia el desfiladero de Agbalu o Tamida, se aprecian los dos tipos de contactos.

Analicemos el último de los contactos citados subiendo el Agbalu después de su confluencia con el Tiguisas. La parte baja del valle de aquel río está socavada, en unos dos kilómetros, en el paleozoico bastante metamórfico, y sobre este terreno se asientan los pueblos y sus tierras de cultivo. De un modo brusco se pasa a la dolomía por un contacto orientado NO.-SE. con un buzamiento de unos 40 grados al E.-NE. El fondo del valle, situado a 40 metros de hondura, está enmascarado localmente por tobas y conglomerados cuaternarios que forman a modo de banquetas. En las márgenes las dolomías constituyen paredes muy abruptas. El fondo del valle en 1.500 metros de distancia sube 200 metros hasta una bifurcación del valle principal en donde emerge el bello manantial de Ain Agbalu.

Así como en toda la parte baja del valle las dolomías buzan al E.-NE., a la altura de Ain Agbalu lo hacen al Oeste. La montaña culmina en estos parajes hacia 1.300 metros de altura y la cima Norte es coronada de calizas. Ain Agbalu emerge en lo alto de una terraza de toba de unos 170 metros de cota comprendida entre los dos lechos de los torrentes que tienen aquí su confluencia. Si se sube al barranco principal, orientado aproximadamente E.-O., se cortan las dolomías macizas buzando al Oeste hasta cerca de la cota 1.275, es decir, en más de 400 metros. Después se encuentran lechos margosos, a continuación las dolomías grises, siempre estériles, para alcanzar hacia 1.350 metros de altura las dolomías oscuras. Los buzamientos al Oeste se acentúan.

Hacia la altura de 1.450 metros algunos bancos seguidos de otros calizos azul oscuro presentan ciertos fósiles indeter-

minables. Cuanto más se sube, los bancos vienen más potentes. Este complejo, de un ancho de 50 metros, debe pertenecer ya al infralías. Como siempre, observamos a continuación 15 metros de dolomías, calizas dolomíticas sacaroides y bancos calizos estrechos, sin duda liásicos. Sobre este horizonte se apoya el Flysch hacia la cota de 1.550 metros.

Sólo en este Flysch se encuentran carniolas que correspon-

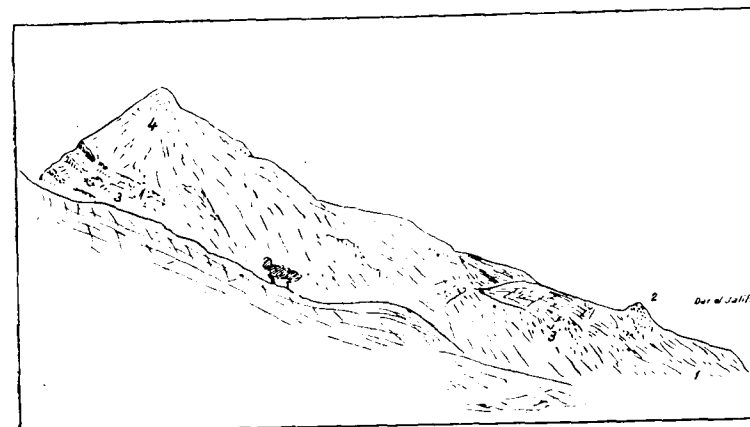


Fig. 16.—Vista desde el Sureste del Beni Uad Dar. 1, paleozoico; 2, cuarcitas del paleozoico; 3, dolomías; 4, bancos calizo-dolomíticos.

den al borde Este del complejo corrido que corona el macizo de cota 1.875, cuyo respaldo socava el Jandak que acabamos de recorrer.

Aquí se presenta bastante reducida la serie caliza, pero en cambio se puede observar mucho más completa en Cudia Tassaft, cuyas formas redondas dominan al Norte las proximidades del Jandak. En particular por detrás de este macizo, y dando frente al manantial situado a la cota 1.575, se observa que bancos calizos oscuros, que a veces contienen sílex, forman serie con estratos margo-calizos ricos también en sílex y que se parecen mucho litológicamente a los del domeriense, aunque

su edad no ha podido ser bien determinada porque no hemos hallado fósiles.

Sobre el Lias con buzamiento hacia el Sur se presentan un nivel margo-calizo y otro brechoide del cretáceo superior que se sepultan, así como toda la serie secundaria, por bajo del Flysch rosa con *Nummulites*.

Si volvemos a Yebel Mhamud observamos en su proximidad el Beni Uad Dar en la forma que indica nuestra figura 16.

Un sendero que pasa entre este monte y la base de la ladera del Cudia Tasaft proporciona un corte, no sólo de las dolomias de la base del macizo, sino también de la serie caliza.

He aquí el corte, de abajo arriba, en lo que es visible:

- a) Parte superior de las dolomias granulentas de base.
- b) Alternancia de bancos dolomíticos de 8 a 10 metros de espesor con lechos de 5 a 10 centímetros en un conjunto de otros 8 a 10 metros. El total de este nivel es de unos 60 a 70 metros.
- c) Bancos calizos de 0,20 de espesor y nivel margo-calizo con restos carbonosos. Este nivel es estéril y no sabemos si corresponde al Triás o al Lias.
- d) Dolomias cortadas en la base de un nivel de bancos calizos estrechos.
- e) Calizas dolomíticas claras, sacaroides, que por su patina, a distancia, parecen calizas, 100 metros.
- f) Bancos calizos con sílex.
- g) Calizas margosas, rojas y amarillas, diferentes de las calizas del Lias superior, pero sin duda liásicas.
- h) Complejo terminal compuesto de calizas claras veteadas, en bancos potentes, y calizas con sílex.
- i) Nivel margo-calizo alternando con lechos de sílex negra. Flysch.

El complejo h) aflora en el montecillo que une al Suroeste el Beni Uad Dar al macizo de Tazaot y que corta el sendero.

En la ladera de Cudia Tasaft que domina el monte de cota 1.275, entre sus capas inclinadas se encuentran varios de estos niveles calizos buzando en general hacia el Norte. A la cota 1.500 sobre estas capas se presenta un Flysch de aspecto bastante especial con microbrechas, en donde se han podido reconocer foraminíferos del cretáceo superior. Este senonense se completa en sitios con el Flysch nummulítico sobre el que descansa un testigo formado de dolomias y carniolas. Representa este testigo un elemento avanzado de la serie que



Fig. 17.—Corte de la parte Sur de Cudia Tasaft.
1, dolomias; 2, carniolas; 3, Flysch nummulítico; 4, bancos en lascas con episodios del cretáceo superior con lechos de sílex; 5, conglomerados del cretáceo superior de tipo diferente de los del nummulítico; 6, calizas en lascas amarillas y rosa del Lias, en parte del Lias superior; 7, calizas dolomíticas con patina negra; 8, bancos calizos del Lias inferior; 9, nivel margo-calizo con sílex del tipo domeriense; 10, cretáceo superior; 11, Flysch nummulítico; 12, carniolas que corresponden al avance del testigo de cota 1.825.

hemos estudiado en el monte de cota 1.240 al Oeste de la Cudia. Se observa en nuestro mapa la repartición de los retazos corridos en las cumbres de esta montaña. En la figura 17 representamos un corte entre el testigo de cota 1.600 y la margen Noroeste del Jandak Agbalu.

Como consecuencia de lo que acabamos de manifestar, en estos parajes se puede afirmar que, como siempre, la base de la serie de Tazaot está formada por dolomias muy potentes con un espesor visible aquí de cerca de 600 metros, sobre las que se apoya un complejo mixto de calizas bien estratificadas y dolomias. Si este complejo es rhetiense, las dolomias profundas se deben referir al Triás. Los bancos calizos con sílex forman

el Lías. No hemos hallado término más moderno que pueda referirse al jurásico.

Por todas partes se pueden trazar cortes en donde se presente el cretáceo superior transgresivo o el Flysch terciario, descansando sobre el Lías. Es sobre este Flysch secundario

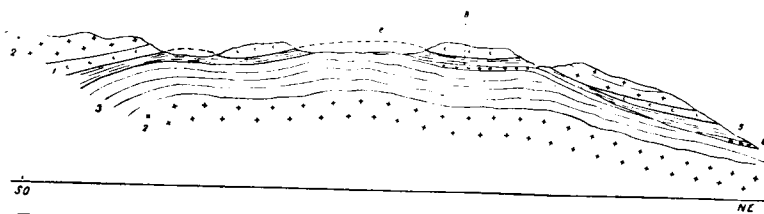


Fig. 18.—Corte de la cumbre del macizo de cota 1.600 y de sus capas cretáceas.
1, dolomias; 2, carñiolas; 3, bancos calizos (Trias-Lías); 4, conglomerados con *Belemnites*; c, calizas del Flysch senonense.

o terciario sobre el que se apoyan los términos de la serie corrida.

La serie se presenta muy normal a pesar de la discordancia débil del cretáceo sobre el Lías. El perfil de la figura 18, tomado en dirección NE.-SO. pasando por los testigos del macizo de cota 1.600, nos dará cuenta de ello.

6.—Macizo de cota 1.825 metros.

Si a este espigón—como ocurre en las otras partes del Tazaot—se le observa desde el Este, su constitución se nos presenta muy sencilla. Presenta un amplio abombamiento cuyo eje tiene dirección NO.-SE. socavado por el Bu Zlef. Escarpas correspondiendo a los términos calizos que completan la serie dolomítica forman la parte culminante de las vertientes. Se observan bancos calizos con lechos de silex.

Es imposible trepar por estas paredes y, por consiguiente,

no se pueden hacer observaciones directas; pero, a distancia, desde Cudia Enchaf, parecen verse repliegues que no son armónicos con relación a las dolomias, como si esta serie bien estratificada estuviera despegada y voleada hacia el Suroeste.

Las pudingas que se presentan en la parte superior de la serie caliza, que alcanza gran potencia, de 200 a 300 metros, se parecen a las cretáceas.

Sobre este conjunto encontramos un testigo complejo des-

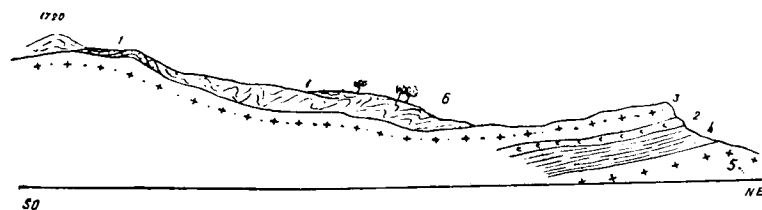


Fig. 19.—Corte al Sureste del monte de cota 1.720.
1, paleozoico; 2, carñiolas; 3, dolomias; 4, Flysch del substratum; 5, dolomias de la hoja de arrastre; 6, zona con mucha vegetación.

trozado por la erosión y cuyo contacto con su substratum es muy confuso. El testigo está constituido por dolomias que hemos visto intercaladas entre el paleozoico y el autóctono. Son las que forman la cumbre de 1.700 metros de altura que domina Ain el Kelb y la cima que hacia el Norte reúne esta montaña a la serie dolomítica que aflora bajo el paleozoico.

Se prolonga esta serie ampliamente al Sureste en una red de colinas llenas de bosque. Un retazo paleozoico transversal a la línea cumbreña es vertido de una y otra parte de ésta a la manera de una silla de montar. Forma al Suroeste un pequeño montículo rojo y al Norte se extienden importantes pizarras rojas acompañadas de conglomerados.

Con carácter local, bancos estrechos calizos azules de aspecto jurásico, pero que podrían ser paleozoicos, afloran bajo este primario al Noreste del monte de cota 1.710.

Este retazo baja unos 100 metros en esta vertiente. Es bor-

deado localmente de un replano de terrenos desprendidos que forman como un pequeño llano análogo al Amarillo de Ketama. Proceden del quebrantamiento de las dolomias que se observan bajo el primario y descansan a su vez sobre carñiolas. Constituye siempre un paquete intercalado. Descansa sobre el Flysch por el intermedio de capas trituradas indeterminables. Es ver-

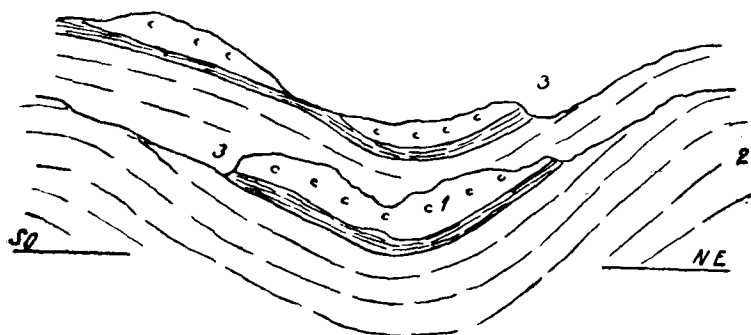


Fig. 20.—Cortes según el barranco del lado Este de la cima de cota 1.820 y de la pequeña hoja corrida.
1, carñiolas; 2, bancos calizos coronando dolomias autóctonas; 3, Flysch rosa.

dad que el Flysch no está bien caracterizado en el barranquillo seguido por el camino del Jemis de Beni Selman, pero lo encontraremos frecuentemente en la misma posición estratigráfica.

La dolomia se extiende ampliamente sobre el espigón y alcanza la escarpa encima de las carñiolas y éstas, a su vez, se apoyan en el Flysch, como se puede ver en la figura 19. Substratum y testigo están ligeramente ondulados, como obedeciendo a intersecciones de varios accidentes y sobre todo a un sinclinal que corresponde a un barranco. Este pliegue reúne las aguas sobre el Flysch y en el fondo del pliegue mana una fuente que hace resaltar el paso del contacto anormal.

En la ladera oriental del monte anticlinal de cota 1.820 se observa una ventana pequeña de nummulítico aplastado.

Al abombamiento anticlinal del monte de cota 1.825 sigue el de la masa cabalgante que desciende hacia el Este, subsistiendo un paquete de carñiolas sobre las calizas sin que aparezca el Flysch en el contacto.

7.—Resumen.

El conjunto nos parece sencillo a pesar de lo que lo enmascaran estos pequeños detalles. El Tazaot y sus anejos están constituidos por un amplio abombamiento anticlinal, cuya regularidad no se rompe más que localmente por repliegues pequeños. Lo corona una gran hoja paleozoica cuya relación con el paleozoico de la zona interna es indudable. Unas veces esta hoja cubre directamente al nummulítico que corona el substratum por el intermedio de un reducido nivel de carñiolas, y otras un paquete de dolomias se interpone entre autóctono y hoja. Este testigo, nulo en Ain Tazaot, juega un papel muy importante en la ladera Este de la montaña y reina casi solo en el Sur. Se le puede considerar como un trozo de una rama invertida o como una viruta arrastrada en el corrimiento.

Para adoptar la primera interpretación era lógico esperar que en la línea de contacto anormal del pie Noreste del Tazaot se observaran indicios de la rama invertida del pliegue, pero en ninguna parte lo hemos podido ver.

Creemos que más bien se trata de una escama inferior arrastrada en el movimiento. En todas partes la serie que constituye la gran imbricación dolomítica puede ser tenida como semejante en muchos aspectos a la serie dolomítica corrida que hemos observado en el Tazaot bajo el paleozoico. Como al Noroeste estas dolomias forman una serie normal, es lógico suponer que por debajo del paleozoico del Tazaot se presenta

la dolomia en la misma forma y correspondiendo, por tanto, a una escama superior.

G.—La ladera entre Tazaot y Agla.

Al Suroeste se inclina suavemente la base del macizo y forma entre el barranco de Dahar Hammin y el Bu Zlef un gran espigón de constitución compleja. La superficie estructural de la serie caliza llega hacia Agla al nivel del valle alto del Talambot que aquí toma el nombre de Hammin.

1.—Loma Hammin.

Esta estrecha cima domina al Sur la cuenca del Asagar. Se une directamente por una cresta al monte de cota 1.891. En su extremidad Suroeste se observan algunas calizas pellizcadas en las dolomias.

El perfil a lo largo de la terminación del Dahar Hammin se representa en la figura 21.

El conjunto de la serie dolomítica bien estratificada buza



Fig. 21.—Dahar Hammin visto desde el Sur.
1, dolomias; 2, calizas del Infralías; 3, dolomias discordantes tectónicamente.

al Suroeste y presenta repliegues. Sobre las dolomias se observan bancos calizos plegados en un pequeño sinclinal. Se

las corta bien en un puertecito donde hay algunos árboles, al Sur de la parte culminante de la cima.

Las dolomias se levantan al Suroeste, pero son cortadas en forma de pico de flauta por un paquete de dolomias en masa. El contacto mecánico parece cierto. Pero es difícil de saber si hay sólo una rotura local y despegamiento en la serie normal de un nivel dolomítico estratigráficamente superpuesto a las calizas o si las dolomias se unen al sistema de testigos que se encuentran en la región. No hemos reconocido al nummulítico, que era el que podría arrojar luz en la cuestión, pero en conjunto se observa una inclinación de eje al Noroeste. Sería admisible esta hipótesis, pero lo sería aún más si esta serie no se soterrara en dirección del alto Tasaft, donde no hemos observado corrimientos en la potente serie sedimentaria.

2.—Monte Tigrimuras.

En la cima del Tigrimuras se observa con más continuidad la serie caliza normal. Se une al Noroeste con la que forma la prolongación Sur del monte de cota 1.891, y constituye una superficie con inclinación regular. No presenta espesor constante, habiendo sufrido erosiones antinummulíticas. Por estas erosiones el Flysch, constituido por hiladas margosas coloreadas y pudingas, descansa sobre términos distintos de esta serie caliza. Sobre el Flysch se apoyan testigos paleozoicos que forman como lonchas a todo lo largo de la cima de Tigrimuras. Las calizas se prolongan hacia el Sur y hacia el Este y se unen con la serie caliza del monte de cota 1.825. Un barranco las socava y deja ver su regularidad. Bajo testigos que son pellizcados por las dolomias que forman la amplia Cudia Aglogoma aparecen las calizas, en el borde del cañón del Bu Zlef.

Si se baja de Ain el Kelb hacia Agla se sigue un sendero trazado sobre un barranco que corta la caliza secundaria. El sendero sube por la vertiente Norte y a la altura de 1.891 metros le cruza la serie caliza que hemos seguido todo alrededor del testigo de Tazaot.

Al Norte se levanta el espigón que se eleva hacia estas

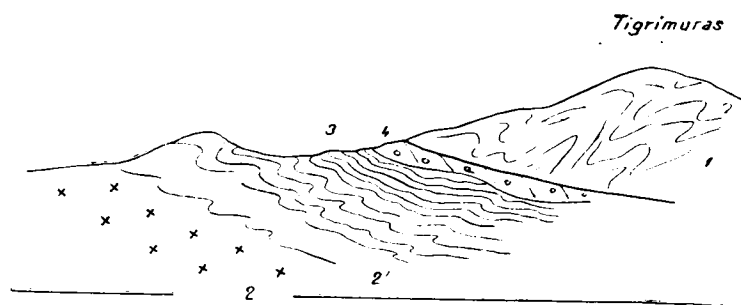


Fig. 22.—Corte al Suroeste del Tigrimuras.
1, paleozoico; 2, dolomias; 2', caliza dolomítica; 3, bancos calizas triturados;
4, bancos de conglomerado nummulítico triturado.

alturas. A la izquierda aparece una colina dolomítica con cota 1.675. En el collado el sendero llega a la dolomia y después a las carñiolas y, conforme a lo que siempre ocurre, sobre estas últimas rocas descansa un retazo de paleozoico. Mide alrededor de un kilómetro de largo por 600 metros de ancho. Los elementos pizarreños de este último son rojos y negruzcos y provocan un cambio completo de morfología que se distingue muy bien a distancia. La colina dolomítica corresponde a una masa dolomítica acuñada entre la serie caliza y el testigo del Sur del macizo del Tazaot. Lajas de pizarra rojo oscuro o de permotriás son aquí pellizcadas en esta rama invertida.

El testigo principal está sobre todo formado por pizarras púrpura que se rompen en esquirlas. Localmente se observan pizarras oscuras, blandas, micáceas. El sendero corta oblicuamente el testigo, cuya prolongación sigue la línea cimera de la

montaña. Tanto sobre ésta, como en su vertiente Norte, como en las proximidades del sendero, se encuentra bajo el testigo el conglomerado nummulítico triturado y superpuesto a calizas azules, también muy quebrantadas. Aquí la dolomia no se intercala en el contacto.

La dolomia se interrumpe al Sureste de la hoja y forma un asomo irregular en lo alto de la vertiente hacia el Ma y se extiende ampliamente al Suroeste para coronar Cudia Aglogoma.

El testigo principal del Tigrimuras se interrumpe en donde está, en el mapa, la letra *m* de Tigrimuras, y la cima de la montaña está casi toda cubierta de pudinga nummulítica, en unos 1.500 metros de largo. Hacia la cota 1.490, sobre un pequeño sinclinal que dibujan las hiladas secundarias y las pudingas, descansa un pequeño retazo de paleozoico rojo.

Una última referencia la dan unos pequeños restos situa-



Fig. 23.—Perfil a lo largo del Tigrimuras.
1, paleozoico; 2, dolomias; 3, calizas; 4, pudingas nummulíticas.

dos a 200 metros al Suroeste. En la extremidad del espigón se presenta una mancha de sólo pudingas, sin paleozoico visible (fig. 23).

En la ladera Sur de la montaña se ve el buzamiento franco al Sur de las hiladas calizas y dibujando un pliegue que se puede apreciar en nuestro mapa. Después de este descenso las calizas pasan a Cudia Aglogoma, pero allí es la dolomia la que va a sustituir al paleozoico corrido.

3.—Cudia Aglogoma.

Las dos cimas Tigrimuras y Aglogoma están separadas por el barranco Taurart y en sus dos vertientes se puede examinar bien este pliegue. Desde el barranco Talansat podemos observar la dolomia que descansa sobre bancos calizos por intermedio de formaciones nummulíticas. Estas están constituidas por pudingas en la vertiente Sureste del Tigrimuras, y por margas rosa y amarillas aplastadas en Aguilan y a todo lo largo del contacto de aguas arriba de Taurart.

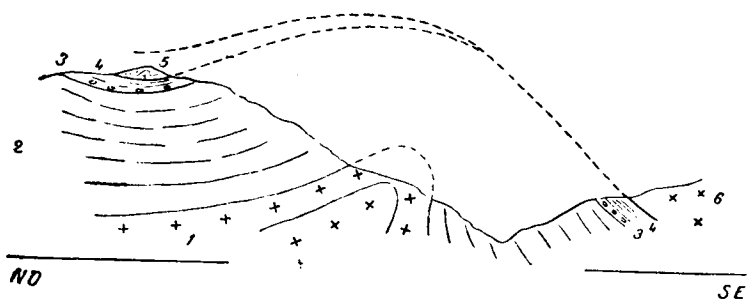


Fig. 24.—Corte transversal desde Tigrimuras a la base de Cudia Aglogoma. 1, dolomias de la base; 2, bancos del Lías; 3, pudinga eocena; 4, Flysch rosa; 5, paleozoico; 6, dolomias de Cudia Aglogoma.

Por tanto, el perfil, de bajo a alto, está constituido:

- 1, dolomias.
- 2, bancos calizos.
- 3, calizas en masa.
- 4, Flysch rosa y amarillo aplastado con laminitas de calcita.
- 5, dolomia de Cudia Aglogoma.

Taurart está sobre el alto Kaala. En la margen derecha del valle se ve bien la indicada disposición. Los bancos calizos llegan al río y sostienen el Flysch que aflora irregularmente,

unas veces en forma de capas rosa y otras de pudingas de forma lenticular.

Sobre el nummulítico se presenta un pequeño testigo avanzado de dolomia, en un pequeño montículo frente a Agla. Esta formación domina al Flysch al Noroeste en una ladera llena de maleza.

En los barrancos afluentes se ve hacer sinuosidades a los contornos del Flysch y se observa a la pudinga avanzar en un espigón escarpado frente a Tagaitummar y coronada de Flysch rosa extenderse mucho por la ladera. La masa dolomítica se levanta hacia el Sureste. El contacto frente a Agla, a 1.200 metros de altura, sigue la curva 1.300 hacia el Este y viene a bordear la pared del cañón de Bu Zlef. Se prolonga, aún, en un pequeño monte de estructura compleja.

Si desde el otro lado del Bu Zlef se observa la vertiente

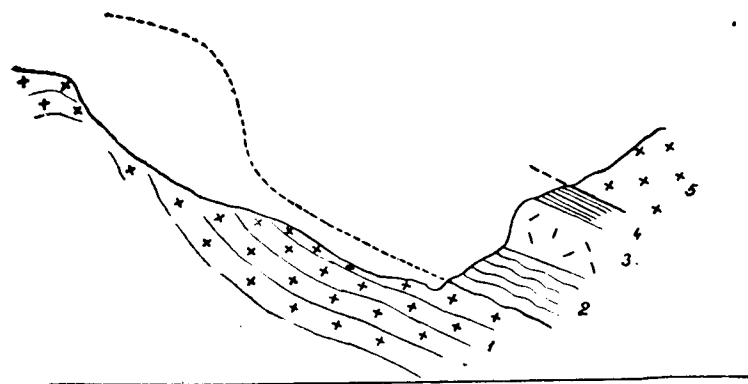


Fig. 25.—Corte a la derecha de la fuente de Taurart. 1, dolomias; 2, Lías; 3, caliza; 4, Flysch; 5, dolomias.

alta del cañón, se aprecia claramente la continuidad de la serie caliza que forma una faja clara y que corresponde a un espigón prominente. Sobre el paisaje propio de esta serie se yergue un pico lleno de pinos cuya morfología difiere de todo el paisaje que le rodea.

Se puede seguir sobre la caliza una hilada estrechísima de Flysch triturado. La cima llena de bosque está constituida por paleozoico formado por areniscas blandas micáceas con bloques y hojas de conglomerados cuarzosos.

En la punta Sur de este testigo aparecen carñiolas super-

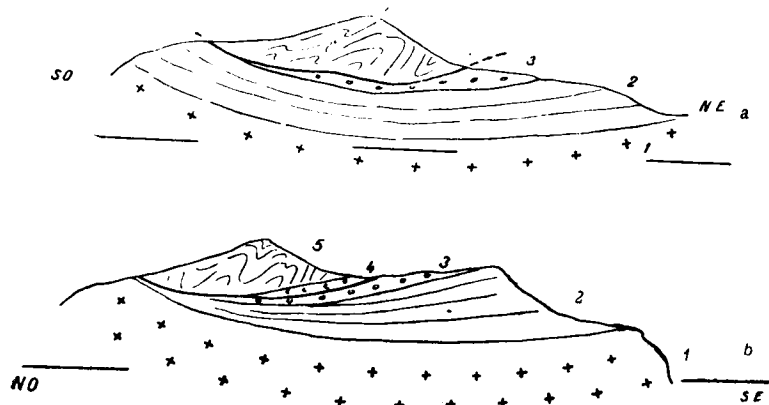


Fig. 26.—El testigo paleozoico del mogote de cota 1.500.

1, dolomia; 2, bancos calizos; 3, conglomerado nummulítico; 4, carñiolas; 5, paleozoico.

puestas a la pudinga nummulítica. No se encuentra aquí dolomia, pero aparece otra vez al Oeste del primario y forma toda la región de modelado irregular de Cudia Aglogoma.

En el punto de coordenadas 131,8/72,7, en una depresión, aparece un poco de caliza clara. Dado el aspecto de la región se la puede considerar como una ventana. Aguas abajo de Taguiltan mana un soberbio manantial que debe su existencia al Flysch subordinado a la dolomia.

Entre el testigo de paleozoico y el gran asomo del Tigrimuras los contactos son confusos. El camino serpentea en una serie de tierras cultivadas al borde de las dolomias. En algunos parajes aparece la caliza que jalona su unión con la caliza subordinada al primario del Tigrimuras.

La dolomia ocupa toda la superficie que circunscribe la

hilada de Flysch y la caliza que acabamos de describir. No hemos estudiado los repliegues en detalle, pero hemos podido observar uno cuyo eje tiene dirección SO.-NE. y además el descenso de la masa corrida.

Se puede observar una clara charnela en el espigón lleno

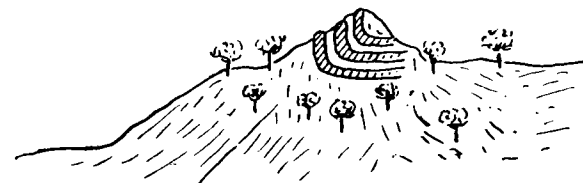


Fig. 27.—Pliegues de las dolomias frente a Agla.

de bosque (fig. 27) que domina el valle frente a Agla, y nos indica que repliegues de detalle bastante acentuados deben afectar a la masa dolomítica. Para los fines de este trabajo trataremos todo esto en conjunto.

H.—El Valle de Agla hasta Sidi Yel. (1)

La erosión ha hecho desaparecer el testigo de Cudia Aglogoma al Sur de la línea de contacto que hemos definido en líneas anteriores. El valle de Talambot se ensancha gracias a este hecho, principalmente hacia el Este, y en él se observan grandes afloramientos de calizas liásicas en lajas recubiertas de nummulítico.

Desde la ladera Norte de Agla, contrafuerte de la Loma Ain Takut, el terreno está formado por dolomia que es continuación de la de Cudia Aglogoma y que descansa sobre la pudinga nummulítica. La ventana se cierra a la altura de Cu-

(1) Conservamos la denominación del mapa, aunque los indígenas llaman a este sitio Sidi Gil.

dia Asernan y se ve a la dolomia atravesar el valle buzando al Suroeste y apoyarse sobre el Flysch; también corona el pico occidental de la Cudia (cota 1.385).

El vértice oriental (1.365 metros) corresponde a las pudingas nummulíticas y presenta su contacto normalmente transgresivo sobre la serie caliza que bordea siempre la escarpa. En este Flysch se encuentran capas con *Nummulites* que corresponden al eoceno superior. La edad luteciense de los conglomerados no está exactamente definida, aunque es probable.

Sobre una tercera cima que se eleva al Sur de las dos principales del macizo se presenta una capa de dolomia cuyo buzamiento al S.-SO. se acentúa bruscamente, de manera que todo el macizo Sidi Yel-Bunnar aparece como formado de la

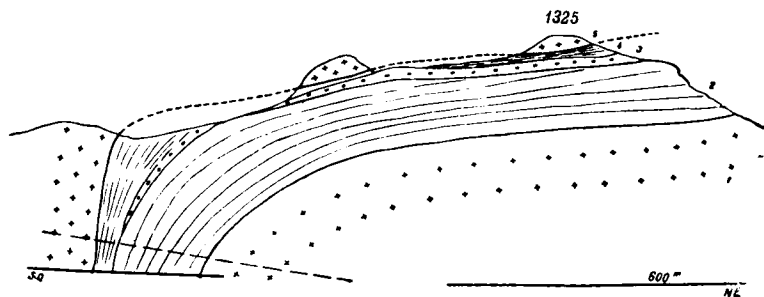


Fig. 28.—Corte de Cudia Asernan.

1, dolomias de base; 2, bancos calizos infraliásicos; 3, pudinga nummulítica; 4, Flysch rosa; 5, dolomias de Cudia Aglogoma.

serie cabalgante fuertemente plegada en sinclinal. Desde Dahar Chudar se ve bien la faja de Flysch y la serie caliza que desciende y alcanza el fondo del cañón de Bu Zlef. Desgraciadamente, grandes derrubios enmascaran, al pie de Sidi Yel, la mayor parte de los afloramientos de la vertiente.

A partir de esta región se aborda una zona difícil donde se presenta la serie corrida que aflora por todas partes, rota en imbricaciones. Forma principalmnte el balcón cultivado de

Beni Mhamed en la cabecera del Bu Zlef y se prolonga, atravesando este barranco, en Dahar Chudar.

I.—Conclusiones.

Como hemos indicado varias veces, sobre el amplio abombamiento del zócalo del Tazaot cabalga una hoja compleja unida al paleozoico de la zona interna. Esta hoja está integrada por importantes sedimentos paleozoicos cuyas avanzadas alcanzan la extremidad Oeste del Yebel Tigrimuras. Se encuentra entre el primario y su substratum dolomias que aparecen en el Este y se desarrollan irregularmente. (En el monte de cota 1.875 prevalecen sobre las otras rocas.) En Cudia Aglogoma las dolomias sustituyen al paleozoico.

Bajo el primario muchas veces y en algunas bajo la dolomia se encuentra una formación que es hasta ahora desconocida en la sierra caliza, constituida por una carniola amarilla muy típica cuya posición estratigráfica no está bien definida, pero que podría ser triásica. Es sumamente interesante la presencia de este nivel, porque es en este macizo el único sitio donde lo hemos encontrado.

Sobre el paleozoico no se ha observado aquí serie secundaria. En la mayor parte de los casos es bajo el mismo donde se presentan las dolomias. Pero han podido existir en otro tiempo dolomias y permotrias, éste actualmente desaparecido por erosión. Esta hipótesis la utilizaremos más adelante.

La formación que constituye el substratum del testigo u hoja es extremadamente potente. El Bu Zlef la socava en más de 1.400 metros sin mostrar la base. Por ahora referimos la mayor parte de las dolomias al Triás. Su parte superior al Rhetiense y las calizas más elevadas al Lias.

No es conocido el jurásico, de modo que si nada más reciente que el Lías se presenta en el macizo es preciso suponer una larga emersión de la serie hasta que la transgresión del senonense ha llegado. Precedió ésta a la nummulítica, con facies de mar poco profundo muy análoga a la existente en el mismo Flysch.

Si consideramos al macizo desde un punto de vista general, la serie principalmente dolomítica del Tazaot se sepulta bajo el paleozoico de la zona interna, como más al Norte lo hace la serie basal del Kelti.

Los accidentes de Cudia Timlitan hacia el Bleh y las hojas dolomíticas que rasgan el paleozoico hacen suponer que el cabalgamiento tenga una amplitud más grande que el que hace presumir la línea de contacto anormal, debido, sin duda, a una exageración local de esfuerzos a causa del obstáculo representado por la gran bóveda del Tazaot.

A causa de que la superficie de contacto a partir del transversal de Taguetost se presenta más empinada, se pudiera sospechar la existencia de un accidente más localizado, pero de una parte los testigos de Tazaot dan impresión de un importante cabalgamiento de la serie paleozoica, y de otra, entre los ríos Tiguisas y Buhia, veremos que existen desplazamientos que representan una gran amplitud en el corrimiento.

CAPITULO X

MACIZO DE YEBEL TIDUFAL

CAPITULO X

MACIZO DE YEBEL TIDUFAL

(Lámina IV)

A.—Examen de conjunto.

La serie que forma la base de Yebel Tazaot, según hemos indicado en el capítulo anterior, se presenta sin complicaciones. Desciende hacia Agla y está aquí cubierta por el Flysch y por ciertos retazos debidos a corrimientos cuya relación con los testigos principales está bien determinada. En cambio, en la vertiente opuesta—valle alto del Kalaa—la disposición de los bancos que forman dicha base es menos clara. Esta vertiente se eleva hacia el Oeste y forma un cordal agudo separando el Talambot al Este del Farda al Oeste.

Este cordal presenta como jalones el Yebel Tidufal, el Abarnun y Cudia Ediek y se termina en la confluencia de los dos citados ríos al Sureste de Talambot. Con relación a la separación de ambos ríos se ensancha el cordal hacia el Sur, sobre todo, su base. Este conjunto montañoso continúa al Sur por la región de los Beni Mhamed.

Esta formación presenta un corte sencillo al Oeste del Farda, y por los afluentes occidentales de éste hemos podido hacer la unión de esta serie basal del Tazaot con la serie basal del Xauen, cuyos elementos fueron examinados de Izilan a Bab Tizi Mandu.

Reside, pues, la dificultad de hallar enlaces tectónicos, en la definición de los contornos geológicos del espigón de Tidufal y de su prolongación, tanto al Norte como al Sur. El primer problema que se nos presenta es el hallar las raíces de la masa corrida del Magu o Xauen. Si no hay indicio alguno de ellas en la margen izquierda del Farda, ha parecido a uno de nosotros (Fallot) que existen contactos atribuibles a las raíces en los accidentes que se observan en la margen derecha, es decir, en el macizo de Tidufal. También puede hacerse aquí el enlace con los testigos del Tazaot, es decir, que nos parece que el estudio del macizo montañoso comprendido entre el Farda y Agla tiene importancia.

B.—Ladera Este del macizo de Abarnun.

En el cañón del Talambot la serie dolomítica aparece profundamente tajada. Muchos sitios de la ladera Suroeste y del fondo de la misma son inaccesibles. A pesar de ello, las capas se presentan con regularidad como en la ladera del Tazaot, y cerca de la cumbre se ven superpuestas unas calizas que forman una meseta oblicua. Buzan estas calizas fuertemente al Suroeste, y entre Abarnun y Cudia Ediek soportan margas rosas con lajas fosilíferas del Flysch. Parece, pues, que se presenta la serie en disposición normal.

Hacia el Sur la serie desciende según el valle de Talambot. A este valle se le ve estrechar a partir de las proximidades de Agla y contrafuertes anchos avanzan hacia él coronados de bancos calizos bien estratificados y formando meseta.

En un afluente que viene del Sur paralelamente a la cumbre del Tidufal y que se encorva a la altura del poblado Izerafen para afluir al río Talambot da lugar a un valle ancho donde aflora la serie caliza y el nummulítico superpuesto. Todo

ello dominado al Oeste por el cordal Tidufal-Cudia Ediek. Los dos aduares que están allí colgados utilizan para sus cultivos los afloramientos nummulíticos. Por consiguiente, el complejo dolomítico y calizo que forma la parte alta del citado cordal descansa sobre el terciario. Sigue este contacto anormal de Cudia Ediek, al Este de pico de Abarnun y pasa por bajo de los poblados.

En todo este territorio no se ve el paleozoico en la base de la serie dolomítica ni las calizas encima, pero a partir de la Loma de Jaseb—como luego indicaremos—aparece una masa bastante potente caliza, constituida por bancos infraliásicos sobre los que se apoyan calizas del Lías superior.

Si seguimos, por el valle del Talambot, la serie caliza y el Flysch, llegamos a Agla y a Taurart. Se puede allí comprobar que la serie dolomítica de la base es la misma del Tazaot y que la caliza y el nummulítico son continuación de los del Tigrimuras y Cudia Aglogoma. Lo que demuestra la unidad y continuidad de la serie dolomítica basal y su coronamiento desde el Tazaot hasta Cudia Ediek.

También se puede observar que la serie dolomítica cabalgante de Cudia Aglogoma tiene su prolongación por toda la Loma de Agla. Al Sur del espigón de Tagaitummar se presenta el Flysch constituyendo el borde del ojal de Sidi Yel. Hacia el Norte el contacto, que es poco claro en las proximidades occidentales del Talambot, reaparece frente a Taurart. El contacto de la serie nummulítica cabalgada con su substratum rodea el espigón que al Noreste de la Loma de Agla avanza hacia el Norte y en donde existe un santón. En el camino de Izerafen, al borde Este de un grupo de árboles que se destaca en el terreno, se puede observar una pequeña ventana. El Flysch al Oeste del espigón está formado por pudingas y margas amarillentas y rosa bastante aplastadas.

Al Norte de la Loma de Agla los contactos no están claros.

Si en el fondo del arroyuelo allí existente la superposición de la caliza a la dolomia se observa bien, no ocurre lo mismo en la ladera Norte de la Loma, donde parece suceder lo contrario. Esta caliza aflora anchamente, constituye una larga faja dirigida hacia el Oeste hasta llegar a Izerafen y está socavada por barrancos.

Dos series calizas mal representadas en el mapa se presentan al Sur. Están constituidas por calizas dolomíticas de facies especial. Una pasta de aspecto dolomítico engloba nódulos más calizos, parece un conglomerado y se nos ofrece como una variante de las calizas alveolares que hemos referido al rhetiense. Presenta un espesor de más de 200 metros y las consideramos del Lias inferior. Estas calizas dolomíticas no las hemos relacionado bien con las de la Loma de Agla, buzan al Oeste y soportan al Flysch.

La parte baja de este Flysch está constituida por pudingas transgresivas sobre las que se apoyan margas aplastadas. Esta

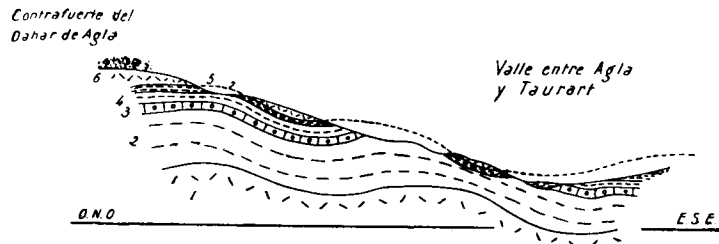


Fig. 1.—Corte por Dahar de Agla.
1, dolomia basal; 2, caliza rhetiense; 3, caliza con *Rhynchonellina*; 4, bancos del Lias; 5, Flysch; 6, dolomias del Dahar de Agla.

mancha terciaria forma una depresión que atraviesa un barranco que desciende del macizo montañoso de Bab Tizimesar.

Se observan las calizas liásicas buzando al Oeste en la margen Este del valle. Se las ve también aflorar en el fondo. En la margen izquierda, sobre el Flysch muy reducido des-

cansan las dolomias y a este contacto se le puede seguir casi en dos kilómetros.

Hacia el Norte se une este Flysch con el de Izerafen y la dolomia con la del macizo cabalgante Tidufal-Cudia Ediek. Hacia el Sur se puede observar en la cuenca de recepción del río que las dolomias de la cumbre de Bab Tizimesar son las mismas que las de Yebel Tidufal. En la montaña que separa la región de Izerafen de la de Bunnar se observan, bien claros, en la cabeza de los torrentes, en los anfiteatros abiertos al Norte, los contactos del Flysch y de la dolomia que subrayan la superposición.

De la región de Bab Tizimesar desciende un segundo barranco paralelo al que acabamos de examinar. Ambos se re-



Fig. 2.—Serie entre Dahar de Agla e Izerafen.
1, dolomia; 2, bancos potentes calizos; 3, calizas alveolares infraliásicas; 4, calizas; 5, pudingas lutecienses; 6, areniscas y margas con pequeños lentejones calizos (Flysch); 7, dolomia; 8, bancos calizos; 9, Flysch; 10, dolomia del Tidufal.

Los cuatro horizontes últimos correspondientes a una hoja intermedia.

únen cerca de Izerafen, pero este barranco no ha socavado más que la dolomia de la base del Tidufal. En su nacimiento cerca de Bab Tizimesar el arroyuelo corta bancos calizos del rhetiense-hettangiense, donde nace una fuente a causa de la existencia de este nivel margoso impermeable. Los bancos calizos se unen aquí con los de Tidufal que examinamos a continuación.

C.—Monte Tidufal.

A la altura de Izerafen, en un barranco que desciende de la montaña al Sur de este pueblo, se puede observar bien un corte de la formación que domina y cubre al Flysch.

La serie dolomítica con buzamiento de 60 grados al Oeste soporta un nivel margo-calizo en potentes bancos (20 metros) y un nivel de calizas en bancos delgados que son cortados en zigzag por el sendero que sube al collado. Hemos hallado en el último nivel restos muy malos de bivalvas y un *ammonites* indeterminable, pero nos permiten referir este horizonte al rhetiense. Las capas son poco onduladas.

Pasados los bancos dolomíticos, el sendero alcanza el collado coronado por un grupo de pinos. Al Oeste del sendero, bancos calizos de algunos metros de potencia forman como un ceño y provocan una rotura de pendiente en la propia cúspide del Tidufal. Parece son prolongación de la parte alta del rhetiense del Bab Tizimesar.

Sobre este horizonte, que alcanza una potencia de 30 a 50 metros, se apoya el nivel margo-calizo con lechos detríticos, donde se recogen, con dificultad, *Rhynchonellina*.

Si del collado de los pinos se sigue hacia el Suroeste el sendero de Taria, se camina sobre dolomias, después sobre calizas inferiores a las capas de *Rhynchonellina* y más adelante sobre estas mismas (localmente a estas pudingas se asocian conglomerados eocenos transgresivos). Por consiguiente, aquí se presentan sobre la dolomia de la base calizas de edad imprecisa, pero que se pueden considerar como infraliásicas y del Lias inferior de facies alpina.

Este conjunto, alabeado apenas, buza hacia el Oeste. Se

le sigue a lo largo, hacia el Sureste, a un lado y otro de la sierra del Tidufal. Como el buzamiento de los bancos es casi igual a la inclinación de la ladera, las calizas con *Rhynchonellina* se extienden ampliamente en la falda Suroeste del Tidufal.

Hacia el Sur, a la altura del pequeño collado que separa la cúspide del Tidufal de otra importante resaltada en el mapa por la curva 1.500, los bancos se presentan en sinclinal y en la parte central se encuentran conglomerados lutecienses con cantos grandes.

Hacia el Sureste pierden amplitud estos conglomerados, pero forman una importante parte de las escarpas de la cumbre y el rellanito donde se cruzan los senderos de Bunnar, Izerafen, Taria, etc. Con carácter local, en el borde, por bajo

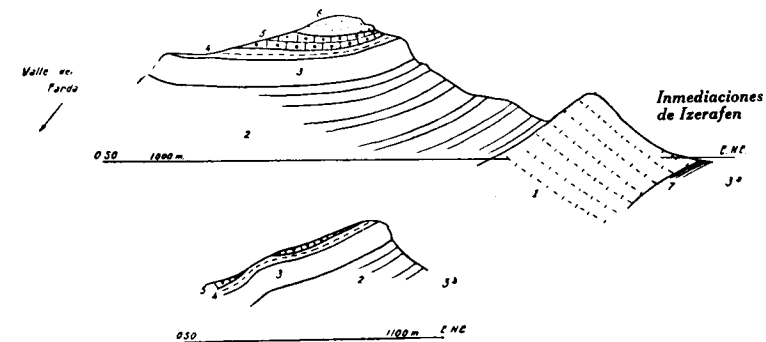


Fig. 3.—Cortes de la cumbre de Dahar el Jaseb. 3 a y 3 b, cortes al Norte y Sur, respectivamente, del Tidufal. 1, dolomias; 2, bancos calizos y dolomíticos del rhetiense; 3, calizas en masa; 4, calizas en bancos delgados; 5, capas con *Rhynchonellina*; 6, calizas; 7, Flysch de Izerafen.

de la faja nummulítica se encuentran dolomias en posición ambigua en vez de las calizas liásicas.

Tanto la sucesión de capas como el aspecto de conjunto son bastante constantes en todo el macizo. En la ladera Este, las calizas, un poco onduladas y localmente quebrantadas, descienden suavemente. Todo el conjunto se prolonga hasta el

macizo que domina al Norte Bab Tizimesar. Así, el alto valle del arroyo que desciende hacia Izerafen presenta su lecho socavado en los roquedos calizos, en donde se puede observar, aún, el rhetiense-hettangiense. Más al Sur los contactos vienen algo confusos. La disposición regular de la serie se conserva hasta el mismo Bab Tizimesar y sigue al Noreste del collado en los principales picos. Las pudingas nummulíticas se unen a las calizas infraliásicas al Este del collado.

Una nueva línea de montañas se observa a partir del cruce de los senderos de Amesar y de Taria que parte de Bab Tizimesar hacia Bab Hafa el Kobla y Cudia Asernan. Está constituida por dolomias que parecen superpuestas a la serie anterior. Esta superposición, que continúa hacia el Sur, tiene un carácter puramente local.

Desde el pico de Tidufal la serie caliza se prolonga por los espigones y contrafuertes que dominan Taria y continúa hasta el macizo de Yebel Taglisa.

D.—Ladera occidental del Tidufal.

El espigón que al Oeste del yacimiento de *Rhynchonellina* de Tidufal avanza hacia el valle del Farda, presenta bancos calizos apoyados en dolomias. A una pequeña depresión que se encuentra al Sur de este espigón llega el sendero de Amesar. Bajo los derrubios se llegan a ver, debajo de las dolomias, conglomerados triturados que dominan una escarpa pequeña formada por capas muy trituradas e imbricadas las unas en las otras, pero con bancos de Flysch. La estratigrafía aquí no está clara.

Más al Norte, en el espigón, entre dolomia y caliza, no aparece el nummulítico. El corte está representado en la figura 4. En él se puede observar: encima, calizas en masa; debajo,

bancos calizos bien estratificados, y en la base, una serie aplastada hasta tomar una textura pizarreña.

Al Norte del espigón los derrubios impiden ver las relaciones estratigráficas. Parece que el contacto anormal continúa hasta la desaparición de la serie liásica.

El ceño que forman al Sur los bancos calizos y nummulíticos triturados, se le ve seguir la curva 1.200, siendo resaltado el contacto en muchos sitios por las pudingas. Debajo de las calizas aplastadas en bancos delgados se presenta la serie dolomítica en estratificación regular hasta el fondo del valle.

Un barranco afluente por la derecha del Farda ha soca-

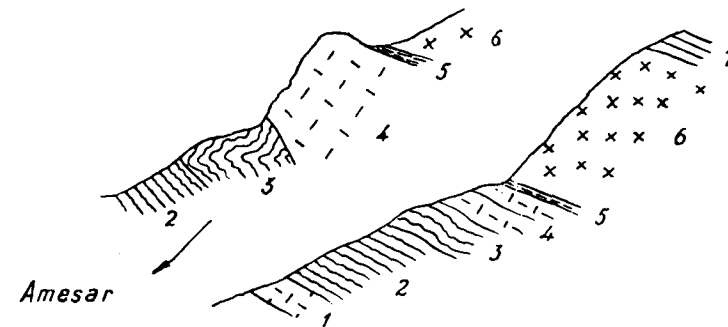


Fig. 4.—Cortes del espigón de Amesar.
1, calizas; 2, bancos estrechos de caliza; 3, bancos calizos infraliásicos; 4, calizas en masa; 5, Flysch triturado; 6, dolomias; 7, bancos calizos del infralías.

vado su lecho entre la ladera del Tidufal y el espigón de Taria. Las escarpas son muy abruptas en la cuenca de captación. En su borde Norte están constituidas por la serie caliza aplastada, pero los derrubios cubren una parte de la ladera de la montaña y la parte alta de la referida cuenca. Por estas causas no hemos podido unir la faja de Flysch aplastado con el que domina el espigón de Taria.

Caben dos interpretaciones para explicar la existencia del contacto anormal cuya traza en el terreno lo constituye una

línea casi recta de dos kilómetros de longitud. Se puede explicar por un pliegue-falla haciendo localmente cabalgar la serie terminal sobre el Flysch acuñado de aguas arriba de Amesar. Parece que hablan a favor de esta interpretación la ausencia local de nummulítico, la desaparición aparente del contacto hacia el Norte y lo incierto de la prolongación meridional de este accidente.

Sin embargo, no debemos olvidar la existencia de la línea de contacto anormal que hace cabalgar al Este de la sierra las dolomias sobre el nummulítico. Hemos seguido este contacto en unos seis kilómetros. Al Oeste de la Cudia Ediek se ve la línea de contacto pasar sobre la ladera Oeste de la montaña y prolongarse aún más lejos.

De otra parte, la formación de base observada en tres kilómetros encima de Amesar presenta aplastamientos poco conciliables con la rotura sencilla que representa un pliegue-falla.

Por último, hemos hecho resaltar en líneas anteriores que era necesario unir con algún otro elemento el macizo de Xauen, que forma un retazo aislado y muy empinado al Oeste del Farda.

Con estos antecedentes se podría admitir la interpretación del pliegue-falla y considerar a la superficie de aplastamiento como la raíz de la hoja del Magu. Esta fué la interpretación de uno de nosotros, pero no es admisible más que en el caso de que la serie del Este del Tidufal fuera completamente normal.

Pero no lo es. Es necesario ver en Yebel Tidufal y en sus montañas contiguas testigos relacionados por el Este a los corrimientos de Yebel Tigrimuras-Cudia Aglogoma y por el Oeste con el macizo de Xauen. Esta es la segunda interpretación que nos agrada si nos referimos tan sólo al espigón Cudia Ediek-Bab Tizimesar.

El descenso o soterramiento axial, tan fuerte, del testigo

de Magu entre el monte de cota 1.412 y la Loma Jamar, tiene su análogo en el descenso de la superficie de contacto en la ladera de Dahar el Jaseb. Es verdad que aquí esta superficie parece perderse (1). Es posible que no sea así y que tan sólo dejen de observarse las calizas que la hacen resaltar en el terreno por hallarse oculta entre la maleza. También la serie de base tiene su prolongación en el zócalo de Izilan.

La formación que fué objeto de corrimiento tiene potencia de alrededor de 150 metros en las dolomias de Cudia Aglogoma, 200 en Izerafen, no llega a 100 en la ladera que domina el Farda, aunque esté completada con calizas. En cambio, pasa de 1.200 metros en el macizo de Xauen. Como varía mucho de unos sitios a otros la potencia de las masas corridas, no vemos razón en las diferencias apuntadas para desechar esta interpretación.

Donde vamos a encontrar grandes dificultades para esta interpretación tectónica es más al Sur.

E.—Territorio de Bunnar.

Si volvemos al punto de partida, o sea al alto valle del Kaala (Talambot), se puede observar que este río socava su curso por bajo de la serie corrida formada por capas de Flysch que descansan sobre calizas del Lias y que en la margen izquierda se presenta la superposición de las dolomias al nummulítico. Esta disposición es clara en toda la vertiente Noreste de la Loma de Ain Takut.

(1) Hemos indicado en el mapa el trazado hipotético de la continuación de esta línea de contacto anormal en la vertiente Oeste de la Cudia Ediek; por causa de un error del litógrafo no se ha reproducido.

A un kilómetro aguas arriba del congosto del Tagaitummar hemos podido trazar, en un barranco que pasa al Norte de Takut, unos cortes representados en las figuras 5 y 6.

El Flysch, terminando en cuchilla, se ve mal a causa de la maleza.

De lejos se ve bien la oposición de facies entre las dolomias y las calizas del substratum.

El sendero de Agla a Sidi Yel corta la serie dolomítica que



Fig. 5.—Contactos de la serie Ain Takut con el Flysch de Agla a un kilómetro aguas arriba de este pueblo.

1, bancos dolomíticos; 2, calizas en masa; 3, bancos calizos localmente aplastados; 4, pudingas nummulíticas; 5, Flysch.

buzas hacia el Suroeste de un modo brusco, como se puede observar en la ladera de Cudia Aserman. Esta serie es potente y tiene su prolongación en el macizo que se une al de la referida Cudia.

Aquí, mientras que el arroyo Ibarrame nos da un perfil que llega a 1.200 metros de altitud, inmediatamente al Sur

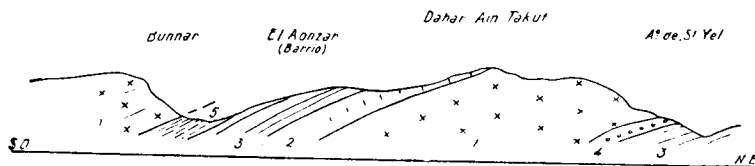


Fig. 6.—Situación del conjunto del Dahar Ain Takut. (La misma leyenda que en la figura anterior.)

de esta cumbre el arroyo Bu Zlef socava las capas a la altitud de 650 metros. Desgraciadamente la ladera es poco accesible.

aparte de la faja nummulítica de que hemos hablado anteriormente. El perfil de Ibarrame nos dará mejores enseñanzas.

Esta serie llega a la planicie llena de praderas de Sidi Yel. Las calizas (fig. 7-7) quebrantadas están en contacto con las dolomias (8) a causa de un pliegue-falla.

No hemos hallado fósiles, pero por comparación con otras zonas creemos poder colocar las calizas dolomíticas en el Triás y los horizontes 6 y 7 en el Lias inferior.

La ladera occidental del pico que domina por el Este a

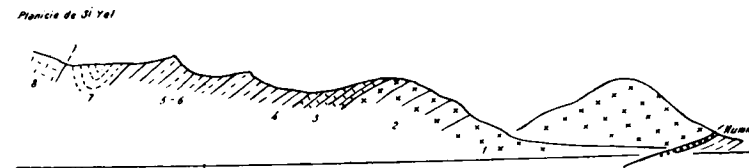


Fig. 7.—Corte de los alrededores de Sidi Yel.

1, dolomias; 2, calizas dolomíticas, 50 metros; 3, calizas en bancos de unos 0,30 metros de espesor, 20 metros; 4, potentes bancos calizos, 10 metros; 5, calizas en bancos de espesor irregular, 8 metros; 6, bancos calizos en lajas, 15-18 metros; 7, calizas en bancos delgados muy quebrantados, 20 metros; 8, dolomias corridas.

Sidi Yel está formada por calizas. Estas son prolongación de las de la Loma Ain Takut, a cuya espalda se presentan con el mismo buzamiento. Sobre ellas se apoya hacia Bunnar el Flysch, y como siempre, sobre este terreno se asientan los pueblos y se localizan los cultivos.

Sobre este terciario cabalgan de nuevo unas hiladas dolomíticas formando un conjunto de poca potencia y que buza como siempre al Suroeste. El contacto no se hace siempre sobre el Flysch, pues al Oeste de Sidi Yel se observa solamente la superposición de las dolomias sobre los bancos calizos.

Se completa esta serie de Bunnar con calizas del Lias y con nummulítico. Las primeras constituyen la cumbre que domina el valle de Bunnar, y las pudingas lutecienses coronan el espigón que domina al Suroeste a Sidi Yel y al Sureste

el precipicio que cae sobre el arroyo Bu Zlef. Forma este terciario una larga faja sinclinal muy pellizcada y empinada con buzamiento al Suroeste. A esta faja se la sigue hasta Dahar Chudar. La parte septentrional de este Flysch es cortada por el camino de Sidi Yel a Beni Mhamed y más al Oeste socava otras imbricaciones muy apretadas. En el capítulo siguiente nos ocuparemos de esta región.

Si ahora nos elevamos hacia el Norte observamos cómo se une el espigón de Bunnar hacia aguas arriba con la sierra dolomítica que separa la cuenca de Izerafen con la de Bunnar.

Al Sur el barranco de Ibarrame, con dirección Oeste, atraviesa la prolongación de los montes que dominan por el Oeste el valle bajo de Sidi Yel. Después se curva para recoger aquí con el nombre de barranco de Keddar las aguas de la ladera occidental de dichas montañas, que son coronadas por el Lias en sinclinal que pertenece a la misma formación que aquella en donde se presenta el gran pliege con nummulítico pellizcado de que hemos hablado antes.

Dolomítica es toda la cuenca del barranco Keddiua que está dominado por el Oeste por la sierra Cudia Aserman-Bab

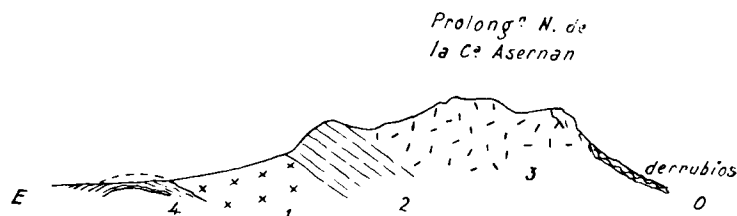


Fig. 8.—Ventana al Noreste de la base de Bab Tizimesar (129/68,8).
1, dolomías; 2, bancos calizos; 3, caliza en masa; 4, Flysch.

Hafa el Kobla-Bab Tizimesar. Está completada esta sierra con calizas bastante potentes e irregularmente conservadas del Trías superior y del Lias. La monotonía estratigráfica de esta depresión está en sitios rota por fajitas mal definidas que

corresponden: en proporción horizontal, a digitaciones o indentaciones agudas de calizas y Flysch en el contorno de las dolomías, y en proyección vertical, a pliegues agudos.

En la parte oriental de la base de Hafa el Kobla se presenta un sinclinal pellizcado con Flysch. Por los afloramientos visibles podía creerse en la existencia de una ventana, pero a causa de la presencia de calizas en su borde Oeste nos parece que se trata más bien de un sinclinal.

No se observa en el resto del valle ningún gran accidente a no ser al Noreste de Bab Tizimesar, donde en un arroyuelo, afluente del río principal, bajo la dolomia, se presenta una pequeña ventana (1) donde aflora el nummulítico triturado.

F.—El accidente de Cudia Aserman.

No se observa, en general, en el cordal de Cudia Aserman grandes accidentes; sin embargo, en su parte culminante al Oeste, presenta un contacto anormal que se le sigue uniformemente en seis kilómetros desde la parte Noreste de la base de Taglisa hasta aguas arriba de Taria.

El sendero—una vez pasado el collado de Bab Hafa el Kobla—desciende un poco más de 200 metros, siempre sobre la dolomia, y se llega a una línea de contacto anormal en el que aquella descansa sobre el nummulítico, que a su vez lo hace sobre la serie caliza. El contacto rodea la cumbre que domina al Noreste el valle del Taria, hace sinuosidades en los barrancos y llega cerca de Bab Tizimesar. Hacia el Sur, un levantamiento axial rápido eleva el contacto a 1.500 metros por encima del espigón de Taria.

(1) Esta ventana, que se halla en 129/68,8, se le olvidó al grabador señalarla en nuestra hoja geológica.

Cudia Aserman y su prolongación están coronadas de calizas que completan la serie cabalgante que hemos considerado hasta aquí. De otra parte, la serie inferior presenta debajo de las dolomias un sensible desarrollo de areniscas rojizas del Flysch superpuestas a las margas rojo ladrillo y a la pudinga.

Así como el nummulítico no asoma más que en el collado al Noreste de Taglisa, la serie caliza continúa de modo re-

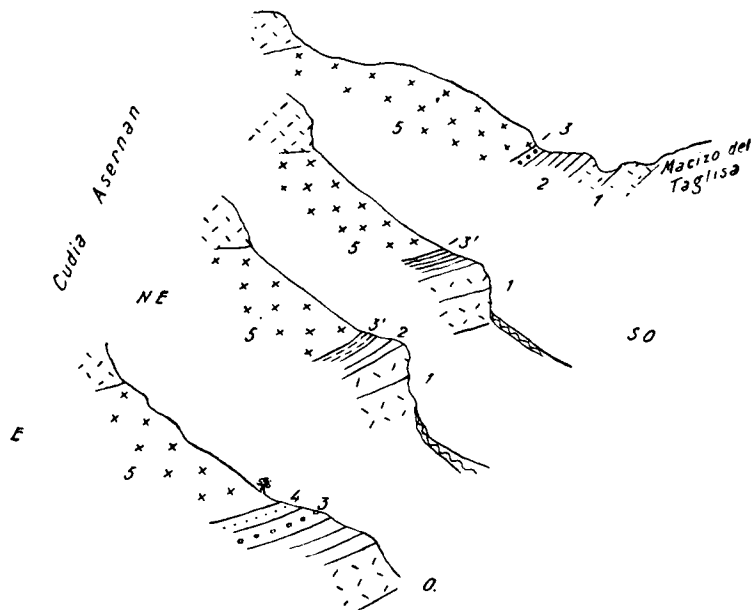


Fig. 9.—Cortes por la ladera occidental de Cudia Aserman.
1, dolomias; 2, bancos calizos del Infralías; 3, pudingas nummulíticas; 3', Flysch rosa; 4, areniscas del Flysch; 5, dolomias coronadas de caliza maciza.

gular a todo lo largo de la ladera de la montaña y siempre cubierta por las dolomias de Cudia Aserman.

Bajo las calizas no se observa más que las ingentes masas dolomíticas de la serie autóctona. Está ésta cortada al pie del espigón de Taria, donde a causa de un episodio se puede de-

terminar su edad, correspondiente al Muschelkalk, con bastantes probabilidades de acierto.

No hay fósiles en la serie caliza, pero según la línea de contacto anormal del collado de Taglisa (fig. 10) se presenta

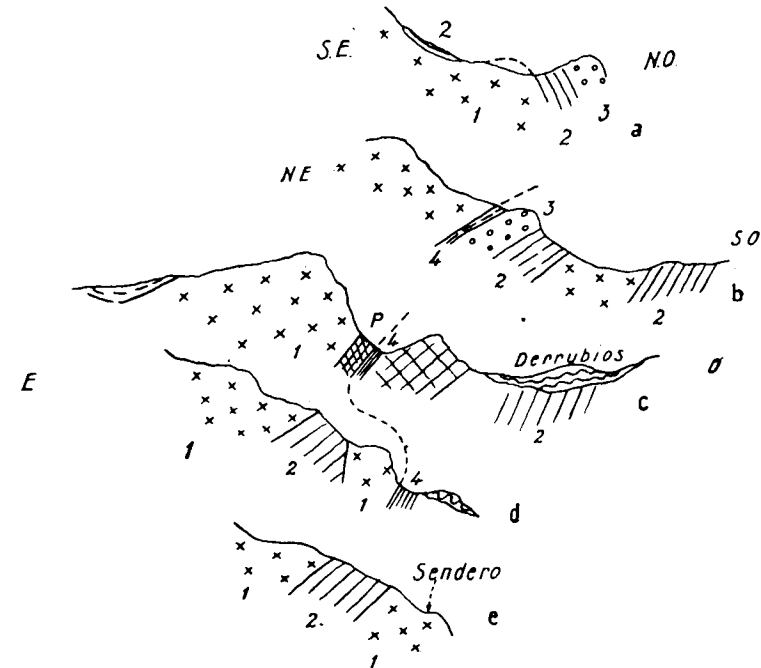


Fig. 10.—Cortes en donde se pueden observar las dislocaciones del collado de Taglisa.

a, corte siguiendo el collado; b, a 150 metros al Oeste del collado; c, en el alto del arroyuelo que nace en el collado; d, en el mismo arroyuelo a 200 metros aguas abajo del anterior; e, en el sitio donde la vereda corta a los

bancos calizos inferiores en su último asomo.
1, dolomia; 2, bancos calizos; 3, conglomerados; 4, Flysch; 5, margas pizarreñas rojas (permotriás).

una brecha de origen mecánico en donde se han hallado *Rhynchonellina* del Infralías.

La serie caliza, desde este punto se extiende por el Taglisa y Cudia Targuisin con continuidad y desarrollándose mucho. Es la misma serie que rodea el circo del Farda hasta Bab Tizi

Mandu, en donde se encuentra el testigo formado por el macizo de Xauen.

El nummulítico continúa al Sureste y se le observa en el collado al Norte del Taglisa, para después perderse y volver a presentarse en el alto valle del Had.

Si ahora atravesamos las cumbres de Cudia Aserman observaremos al Norte del collado de Taglisa la dolomia sobre los bancos calizos y pudingas.

Las capas descienden hacia el Noreste al Sur del macizo de Cudia Aserman. Gracias a un collado se puede dar la vuelta hacia Beni Mhamed. Al Suroeste de este collado sólo dolomias se encuentran encima de la línea de contacto anormal. Del collado baja un sendero siguiendo un barranco que separa la Cudia Aserman del pico que domina el barranco de Ain Ainran (1). Mientras que las cumbres están formadas por calizas del Lías inferior y del Infralías, el barranco socava su curso en el substratum dolomítico. Hacia la mitad de la bajada se puede ver a esta dolomia apoyarse a 45 grados contra una masa de extensión reducida formada por bancos calizos dislocados terminando por otros rosa con fractura en dados y con parecido con los del Lías superior.

Aparecen bajo estas calizas otra vez dolomias y bancos calizos. El asomo tiene tan poca extensión que no se puede representar en el mapa, pero implica una tectónica muy enredada. La traza del contacto anormal en el terreno no la hemos podido seguir nada más que de lejos, pero desde luego no existe este contacto al Norte de este transversal. No nos parece, pues, que esta línea de contacto anormal sea otra cosa que un accidente local ni que aparezca aquí el substratum autóctono de las

(1) Este nombre es el dado en nuestro mapa geológico, pero nos parece que el verdadero nombre de este arroyo es el de Ain Amran.

dolomias del macizo de Cudia Aserman tal como se nos aparece más al Noroeste.

En la región de Beni Mhamed, como se indica en el capítulo siguiente, se observan una serie de pliegues rotos e imbricados. El accidente aquí señalado representa, sin duda, una imbricación del cortejo occidental de este conjunto.

El extremo Sur de la Cudia Aserman está cortado por el barranco de Ain el Ainran que la separa de Cudia Amezlu que se encuentra en su prolongación. La cumbre de Cudia Aserman vista desde las alturas del Sur del arroyo de Ain Amran se presenta como indica la figura.

La sucesión de niveles de abajo para arriba, es la siguiente: dolomias, calizas en masa de espesor bastante constante, calizas en lajas del Lías. No hemos encontrado fósiles, pero nos inclinamos a considerar a estos horizontes más bien del Lías inferior que del Infralías.

El sendero que une Beni Mhamed con la región del valle alto de Ain Ainran pasa a la izquierda de los grandes abetos, representados en el croquis (fig. 11). El puerto y la colina que lo domina están constituidos por dolomias. Un segundo collado dominado por la gran masa del Taglisa se observa en la parte occidental del pie de esta montaña. Es por este collado por donde pasa la faja de Flysch y de Lías con *Rhynchonellina* que hemos citado en líneas anteriores. La línea de contacto anormal separando esta faja—que constituye la parte alta de la serie autóctona de Taglisa—de la dolomia es prolongación de la superficie de cabalgamiento de la base Oeste de Cudia Aserman.

Nos parece, según nuestras observaciones, que la dolomia debe apoyarse sobre los bancos estrechos del Lías, a pesar de que dificultan las observaciones una falla que pasa cerca del collado que atraviesa el sendero y otros pequeños accidentes. Creemos, como hemos dicho, que esta dolomia debe ser

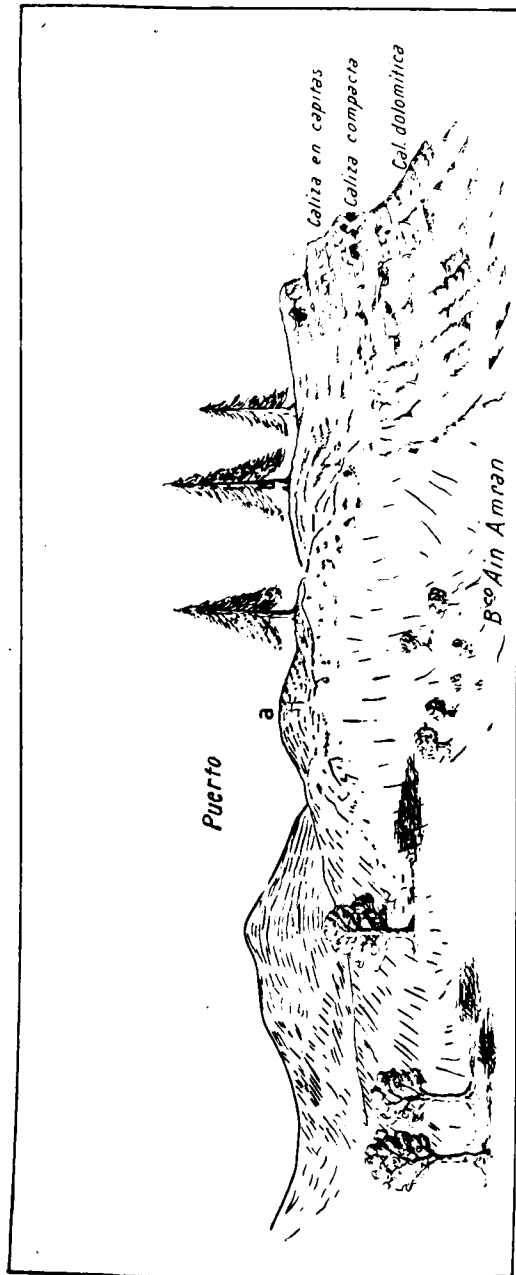


Fig. 11.—Cumbres de la terminación meridional del macizo de Cudia Aserman vistas desde los montes del Sur del desfiladero del torrente Ain Amran.

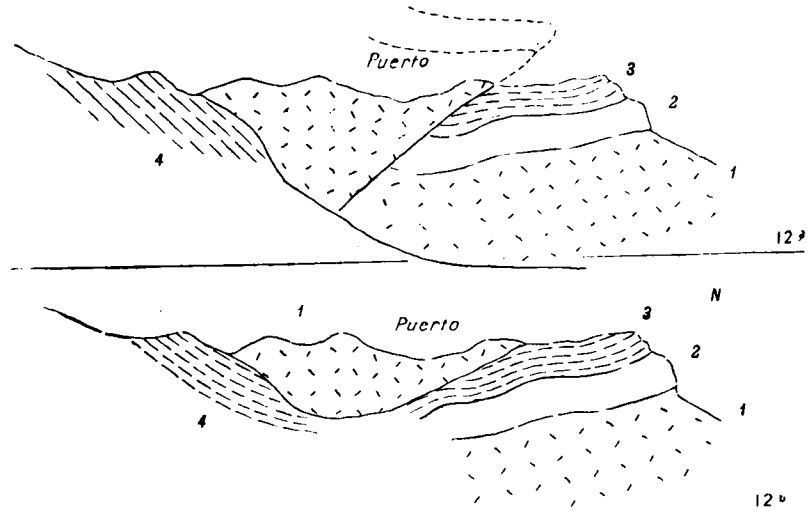


Fig. 12.—Dos interpretaciones de las montañas dibujadas en el croquis de la figura 11.
1, dolomias; 2, calizas en masa; 3, bancos calizos del Infralías; 4, calizas de Yebel Taglisa.

la misma de la parte Sureste del pie de la citada montaña de Aserman.

Ahora bien: si se atribuye la dolomia del pico entre los dos collados y la que forma la base de Cudia Aserman a la serie corrida, se llegaría a la conclusión de que el espigón liásico debe ser autóctono, fundándonos en que corresponde exactamente a la formación situada al Norte del pequeño congosto de Ain Amran en la cumbre Norte de Hauta del Kasdir, que también lo es. Con todas estas consideraciones podríamos llegar a una solución elegante al problema dificultoso que haremos resaltar más adelante: la de hacer una separación bien pensada

entre lo que corresponde a la hoja de arrastre Magu-Tidufal-Tazaot y lo que forma su substratum supuesto autóctono.

Damos dos interpretaciones (fig. 12) al problema que se nos presenta en el terreno croquizado en la figura 11.

Aunque la serie que forma el borde occidental de Cudia Aserman se presenta normal, existen dislocaciones, al menos con carácter local, hacia su terminación Sur. Allí, el sendero que de Beni Mhamed se dirige a Xauen por detrás de Yebel Taglisa, permite observar la siguiente sucesión de horizontes (fig. 12 bis).

No se han encontrado fósiles en estas capas, que pueden representar el Lias inferior y tal vez los tramos medio o superior. Sobre esta serie se apoya la dolomía en un contacto

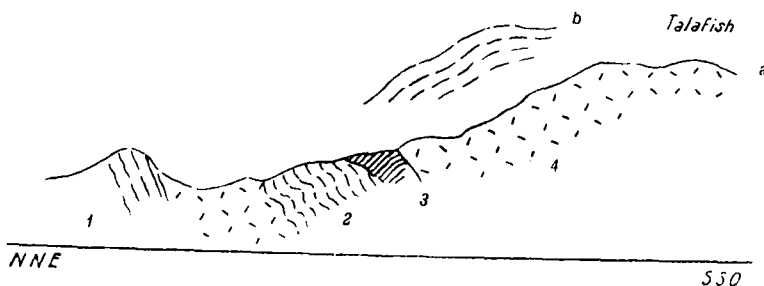


Fig. 12 bis.—Cortes por el camino de Xauen al Norte de Imeseriten y del collado de Tala fish.

1, calizas en bancos estrechos de la base de la montaña prolongación de los que encontraremos en Imeseriten; 2, dolomias de poco espesor; 3, bancos calizos del Lias; 4, Lias rojo.

anormal inclinado al S.-SO. Pero no es ésta la dolomía cabalgante de nuestro perfil 12 b, porque ella parece colocarse normalmente debajo de las calizas que coronan la cumbre de la Cudia y que en la interpretación de la citada figura estaban subordinadas a las dolomias de la hoja corrida. Creemos, pues, que se trata aquí de un accidente de carácter local, promovido a causa de un empuje del N.-NE., análogo a aquellos que vamos a describir en Beni Mhamed.

G.—Los accidentes de Beni Mhamed.

La prolongación oriental de Cudia Aserman la constituye Cudia Amezlu, limitada al Norte y al Sureste por los dos arroyos que integran el río Bu Zlef. Domina su confluencia en 500 metros un fuerte tajo. Los cultivos y aduares de Beni Mhamed son localizados en una estrecha e inclinada meseta en forma de banqueta alargada de Sureste a Noroeste y dominada por dicha Cudia Amezlu.

Esta montaña presenta en el alto bancos calizos que se apoyan sobre una masa principalmente dolomítica que forma una ligera ondulación. Una charnela aparece en la ladera Norte. Sobre la parte Norte de su base la dolomía termina o se apoya en bancos calizos. Estos pellizcan una fajita de Flysch un poco acostada, que tiene dirección Noroeste y que atraviesa el valle de Ain el Ainran. Sin embargo, el contacto de la dolomía corta transversalmente esta dirección.

Hacia Iyuyatzen los pliegues subordinados a la dolomía alcanzan la curva de 1.380 metros de cota, pero la dolomía avanza formando la pequeña altura de Imudenen. El contacto con la serie plegada se presenta aquí casi recto.

Una falla también casi recta, con dirección Sureste, prolonga este contacto desde Ed Denagra. La serie caliza buza 45 grados al Suroeste. En el sitio 131,5/65,2 aparece el eoceno superior pellizcado en el borde de la fractura.

La masa dolomítica avanza hacia el Sureste con un contorno aparente que parece indicar un cabalgamiento, pero el contacto se complica con fallas como la de Ed Denagra.

Para darnos cuenta de la constitución de la serie subordinada, la hemos abordado al Suroeste de Sidi Yel y hemos podido observar la existencia de un gran sinclinal pellizcado

e inclinado al Suroeste. Resalta este pliegue en el terreno a causa de una faja de nummulítico que corta oblicuamente el barranco de Ain el Ainran y que continúa hacia el Sureste en la cumbre que domina a este rumbo la cuenca del Bu Zlef y Dahar Chudar.

Hace serie con este Flysch una hoja anticlinal de calizas liásicas que sigue el mismo trazado que aquél y que forma la cumbre situada al Este de Ixaabila, la arista de la banqueta de Beni Mhamed y la parte Sur de la base de Dahar Chudar. Localmente se presenta en esta hoja, en forma de faja, un poco de Flysch aplastado que pone de manifiesto la complejidad tectónica del territorio.

Afectada con el mismo buzamiento de 45 grados al Suroeste, forma serie con la zona caliza una estrecha faja de Flysch. Este terreno, cortado por el Ain Ainran hacia Ixaabila, da lugar hacia Taurirt a una parte de los cultivos. Corresponden a su prolongación el nummulítico pellizcado bajo la falla en 131,5/65,2.

Por último, la existencia de repliegues, menos importantes

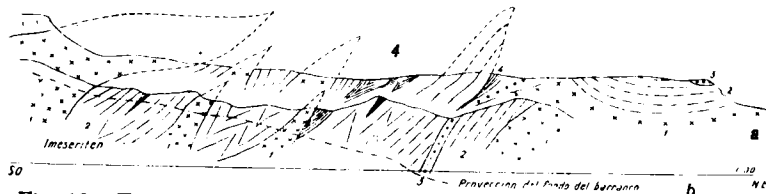


Fig. 13.—Extremidad Suroeste de Beni Mhamed.—Dos cortes paralelos al barranco de Ain el Ainran. a), pasando por el espigón Sur de Sidi Yel; b), pasando por Imeseriten. 1, dolomía; 2, bancos calizos; 3, pudinga nummulítica; 4, Flysch nummulítico.

o menos visibles, es resaltada entre Ixaabila e Imeseriten por tres fajas de Flysch que adelgazan rápidamente hasta desaparecer por bajo de la dolomía de Cudia Amezlu.

Con excepción de las dos grandes fajas jurásicas todos estos repliegues desaparecen por elevación de ejes hacia el

Noroeste y son sustituidos por la dolomía de la base. En planta la representación del contacto aparece con una disposición dentada como indicamos en el capítulo anterior.

Si se quieren enlazar y coordinar estos hechos se observa desde Sidi Yel una estructura sinclinal con buzamiento de 45 grados al Sureste regularmente repartido entre dos masas: al Noreste, la serie autóctona donde el Bu Zlef labró su curso, cabalgada en Cudia Aserman y también al pie de Sidi Yel por la dolomía; la segunda está formada al Suroeste por la Cudia Amezlu y por la cumbre de Cudia Aserman, que constituye su prolongación por el Norte.

Ahora bien, sabemos que la serie dolomítica de Cudia Aserman se une a la de la Loma de Ain Takut y que ésta a la hoja del Tazaot.

Al considerar que esta serie se prolonga al Suroeste y en ella se apoyan otros términos tectónicos, nace la duda de

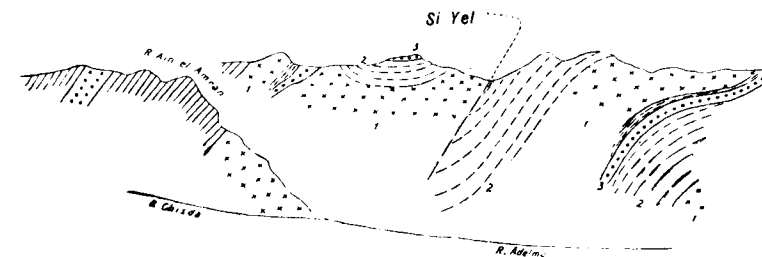


Fig. 14.—Esquema de las imbricaciones de Beni Mhamed vistas desde Dahar Chudar. 1, dolomías; 2, calizas; 3, Flysch.

si las dislocaciones de Beni Mhamed y las dislocaciones al Este de Bab Tizimesar no son debidas a la existencia de hojas o digitaciones más elevadas, o sea, que puedan ser de mucha más importancia de lo que se cree los transportes en masa en este territorio del Rif.

Juzgamos que esta interpretación debe ser desechada. Los sinclinales pellizcados de Imeseriten adelgazan hacia el Nor-

oeste y no dan lugar a contactos anormales extensos. Lo mismo sucede con la faja nummulítica de Ixaabila. El sinclinal comprendido entre esta faja y la dolomítica de Bunnar-Sidi Yel se prolonga en la Loma de Medek.

Ahora bien: en la región de Izerafen, al Noroeste de Bunnar y de la serie de Bab Tizimesar, sólo se presentan dos elementos tectónicos: el autóctono y la hoja de Tazaot. Para que un elemento especial tectónico pudiera ser referido a la serie cabalgante de Bunnar, sería necesario que apareciera intercalado entre el autóctono y la hoja de Tazaot, pero en el corte de Sidi Yel se ve bien claro que sucede lo inverso, que la serie Bunnar se apoya sobre la de Tazaot.

Pero aun hay más: si supusiéramos que existen hojas con frente soterrado, era preciso que al Suroeste encontráramos la justificación de esta interpretación. Pero la serie Lexchab-Taglisa-Targuisin, que en este caso debía aparecer como superpuesta, se nos presenta con una continuidad absoluta, haciéndose por completo solidaria con el substratum autóctono del macizo de Xauen. No hay por qué creer que existe una unidad tectónica nueva.

Las fracturas e imbricaciones o pliegues isoclinales del territorio de los Beni Mhamed son sencillamente accidentes de la hoja misma. Indica, sí, un fuerte empuje, posterior a la formación y colocación de la hoja, entre la gran combadura autóctona o subautóctona de Lexchab-Cudia Targuisin por el Suroeste y la gran masa, combada también, del Tazaot, por el Noreste. Los accidentes a este último rumbo se superponen a dislocaciones de Suroeste y confunden mucho al observador. Es preciso estudiar bastante los detalles, pero en líneas generales no creemos que para llegar a razonadas interpretaciones sea preciso hacer intervenir otras cosas que la fragmentación, variable según los sitios, de la hoja de Tazaot.

Para que nos convenga esta interpretación es preciso de-

terminar bien las conexiones exactas con otras formaciones. No conocemos la unión con las dolomias de Dahar Ain Takut, así como tampoco con las de la serie Bunnar.

Podemos, pues, considerar que, a grandes rasgos, la serie sinclinal del Tidufal parece continuarse por la banda sinclinal compleja de Beni Mhamed, pero no hemos podido hacer las uniones hacia Bab Tizimesar. Del mismo modo, la continuidad del zócalo autóctono que va de Amesar-Taria al puerto al Norte de Taglisa es clara, pero la línea de contacto al Suroeste de Bab Tizimesar se desdobra y nos queda por determinar la relación entre los dos elementos así definidos. Por último, debemos manifestar que no hemos encontrado indicios de la línea de contacto ni al Suroeste de Cudia Amezlu ni en Hauta del Kasdir.

H.—Cudia Amezlu y Hauta del Kasdir.

Si subimos por el sendero de Beni Mhamed hacia Hauta del Kasdir y se pasa la zona donde la dolomia cabalga los pliegues de la caliza, nos hallamos en la ladera de Cudia Amezlu, constituida por dolomias muy pulverulentas, que no son otras que aquellas que forman el substratum de las calizas de Cudia Aserman.

Más adelante se alcanza un pequeño collado por donde se une Cudia Amezlu al Suroeste con la cordillera principal y de donde parte hacia el Este el río Amezlu. El terreno de este puertecito está constituido por dolomia. Aguas arriba del camino se encuentra un lentejón de lajas calizas, aplastadas.

Cudia Talamsque se encuentra al Sur del barranco de Amezlu. El sendero de Hauta del Kasdir serpentea al Oeste del collado primeramente sobre dolomias y luego sobre bancos calizos. Una fuente con agua muy fresca en verano brota no

lejos del contacto, sin que al parecer sea debida su existencia a asomo alguno de Flysch como tantas veces ocurre.

Pasados los bancos calizos, se atraviesan de nuevo dolomias, más adelante un banco de un metro de espesor de las calizas fértidas, después calizas dolomíticas, y se llega hacia 1.770 metros de altura a un prado que corona el espigón que rodea por el Norte el alto valle de Ain el Ainran.

El pico de la cabecera de Ain el Ainran, cubierto de árboles, está separado por un valle profundo de la base de la enorme serie tranquila del Lexchab. Las aguas discurren, las del Sureste hacia el río Had y las del Noroeste primero longitudinal y luego transversalmente hacia el Ain el Ainran. El collado llamado Hauta del Kasdir está situado en el mapa junto a la letra *H* de dicha palabra Hauta.

Según esta depresión se presenta una falla que aflora en el borde Suroeste del bosque de Ain el Ainran, adonde se puede llegar desde Beni Mhamd. En este sitio se presentan bancos calizos bastante plegados. Hacia 129,5/64,5 hemos re-

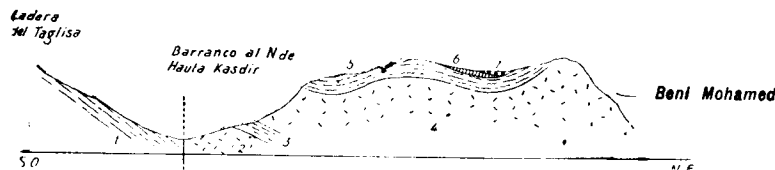


Fig. 15.—Corte del monte al Noreste de Hauta del Kasdir. 1, calizas del Taglisa (Infraliás); 2, calizas; 3, lasjas calizas; 4, calizas; 5, rhetiense; 6, calizas y lumaquela rhetiense; 7, Flysch.

cogido *Avicula contorta*, Port.; *Palaeocardita minuta*, Stop.; *Protocardia* cf. *Philippiana*, Dunk.; *Anomya Schafhaübli*, Winchl.

Esta faunela clasificada por Dubat, determina su edad rhetiense-hettangiense.

En el corte de la cumbre levantado un poco al Norte del yacimiento fosilífero y próximamente a medio camino entre

Hauta de Kasdir y la vuelta en ángulo recto del Ain Ainran se puede observar la superposición indicada en la figura 15.

En la ladera del Taglisa se presentan, en estos parajes, bancos calizos que sostienen un poco de nummulítico. La prolongación de la falla del Had, que estudiaremos más adelante, corta la serie y desde el río se presentan las dolomias con buzamiento al Noreste. Una hilada de lasjas calizas las corta. Encima se presentan margas y calizas hojosas, bancos calizos y lasjas del rhetiense que son prolongación por el Norte de aquellos, citados en líneas anteriores, en donde hallamos fósiles. Aquí no los hemos encontrado.

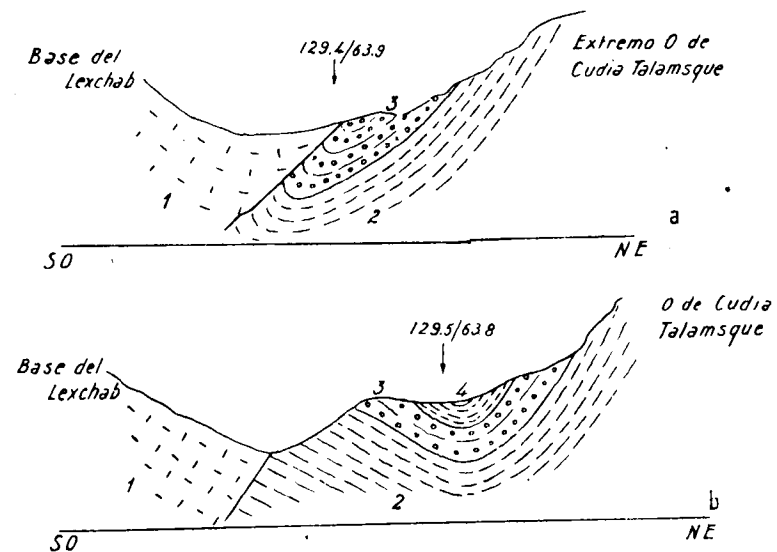


Fig. 16.—Cortes al Noreste del Lexchab con representación de la falla del río Had. 1, dolomia de Lexchab; 2, bancos calizos del río Had; 3, pudingas luteicienses; 4, Flysch.

En algunos sitios se observan indicios de Flysch transgresivo. Hemos observado más alto que esta serie infraliásica parece tiene su continuación por las calizas con que termina al Sur la cresta de Cudia Aserman.

Si ahora marchamos hacia el Sureste, vemos que la cresta se prolonga y se eleva para constituir Cudia Talamsque. La falla del alto valle del Had está un poco inclinada al Suroeste y pone en contacto lateral las calizas y el Flysch del Hauta con dolomias de una parte relativamente baja de la serie del Lexchab. La continuación de este accidente con salto hacia el Norte es difícil de seguir y además pierde importancia. Desde luego no es una traza de un plano de corrimiento. La Cudia Talamsque y su prolongación Norte, así como la zona contigua, deben corresponder a la serie *in situ* o basal.

Como la serie corrida se integra con las formaciones que existen desde la Cudia Aserman al Oeste de Bu Zlef hasta la Cudia Aserman de Taria, es preciso encontrar el contacto anormal entre el collado al Este de Cudia Taglisa y Cudia Amezlu. A esta condición responde la interpretación emitida antes de una terminación muy reducida de la serie corrida en las dolomias que dominan por el Noreste el collado de Taglisa. A pesar de todo, esta interpretación es muy hipotética, pero merecía la pena de ser consignada.

I.—Relación con la región de Adeldal.

Aunque el territorio de Adeldal está orográficamente separado del de Tazaot por el cañón del Bu Zlef, se puede unir sin solución de continuidad a través de los accidentes estudiados. Una ojeada sobre el mapa nos demuestra que los accidentes de la faja Sidi Yel-Beni Mhamed terminan por las tierras fértiles del Flysch de Adeldal.

Si recorremos la región del Noreste al Suroeste observamos que el arroyo de Adeldal socava profundamente las dolomias hacia aguas abajo de este poblado y se vierte en el Bu Zlef frente a las primeras estribaciones del Tazaot.

Entre los dos ríos existe un cordal agudo y muy alto: Dahar Chudar.

Forma la primera parte culminante de esta sierra la Loma de Medek (1.476) dominando el río en unos 900 metros. Alcanza la referida sierra alturas que llegan a 1.700 metros.

La serie dolomítica basal forma el pie de la Loma de Medek y buza suavemente al Suroeste como la de Tazaot al otro lado del río y ambas son coronadas por una serie formada por bancos calizos bien estratificados. Aunque muy escarpada, esta montaña es accesible por el Sur y se puede observar que está

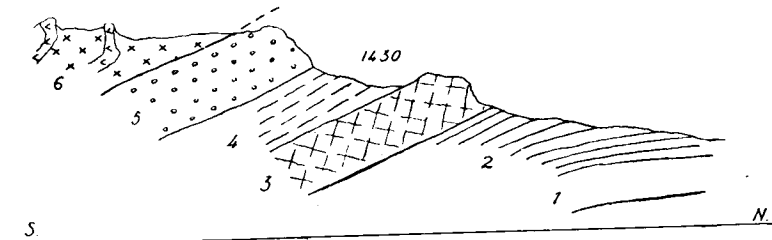


Fig. 17.—Corte de la cumbre de Dahar el Medek.
1, calizas en masa; 2, bancos calizos estrechos; 3, calizas alveolares; 4, bancos calizos del Lias (?); 5, pudingas nummulíticas; 6, dolomias de la serie de Cudia Aserman.

constituída por horizontes bien conocidos de nosotros. (Figura 17, y ved también fotografías del Atlas.)

Sobre los bancos calizos se apoya el Flysch constituido por conglomerados de bastante espesor y a veces con margas rosáceas. Se puede seguir este horizonte terminando en cuchilla desde la Loma de Medek hasta el territorio de Adeldal. Se apoya sobre el mismo un complejo dolomítico potente, en detalle muy plegado, que constituye la cumbre de Loma Chudar. Sobre la ladera Norte del espigón la misma faja se encuentra y se vuelve a cortar en Azib.

La masa dolomítica de Loma Chudar, en conjunto, afecta la forma de un sinclinal inclinado al Suroeste o de una cuña.

En efecto, esta dolomia adelgaza hacia el Sur y termina en el Flysch de base que se alarga hacia Sidi Soliman de Adeldal. Se apoyan sobre las dolomias calizas y Flysch, que forman

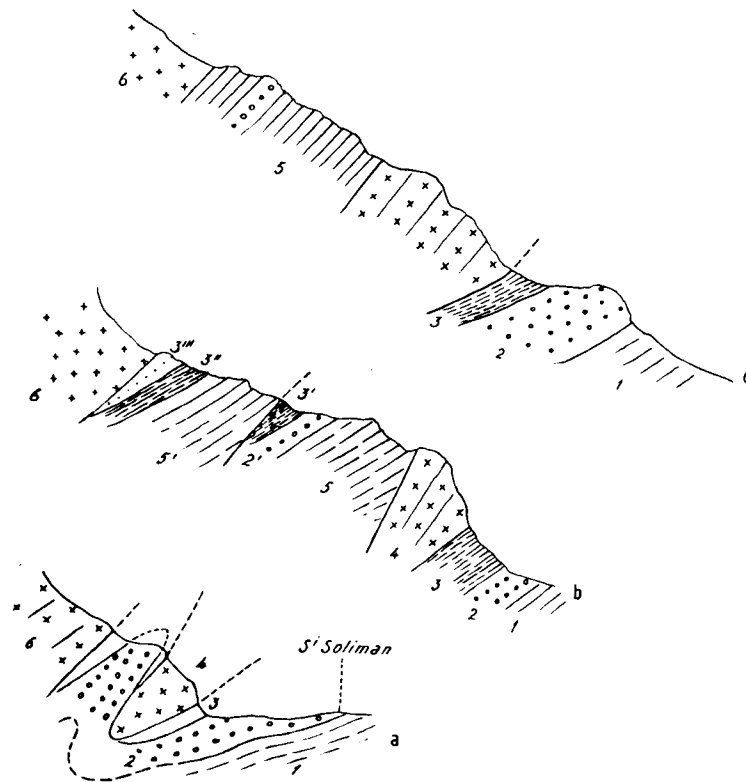


Fig. 18.—Cortes de la ladera Este de Dahar Chudar. a, hacia Sidi Soliman; b, 800 metros al Noroeste; c, 1.200 metros al Noroeste. Serie de Azib: 1, caliza del Lias; 2, pudinga nummulítica; 3, Flysch rosa; 4, dolomia corrida; 5, bancos calizos; 2', 2'', pudingas nummulíticas; 3', 3'', Flysch rosa; 3''', arenisca rojiza de imbricación intermedia; 6, dolomias de la parte culminante de Dahar Chudar.

tres fajas paralelas cortando la montaña con un buzamiento de conjunto de unos 40 grados.

Por último, al Suroeste de este sinclinal pellizcado se vuelven a ver dolomias sobre las que se apoyan bancos calizos que

se extienden anchamente y forman la parte culminante de la montaña hasta el collado de Tizi Mareix. La inclinación de los ejes hace aflorar la caliza en toda la ladera Noroeste de la montaña, así como se puede observar al Este su base dolomítica. Es esta prolongación la que va a constituir la faja que forma la banqueta de Beni Mhamed.

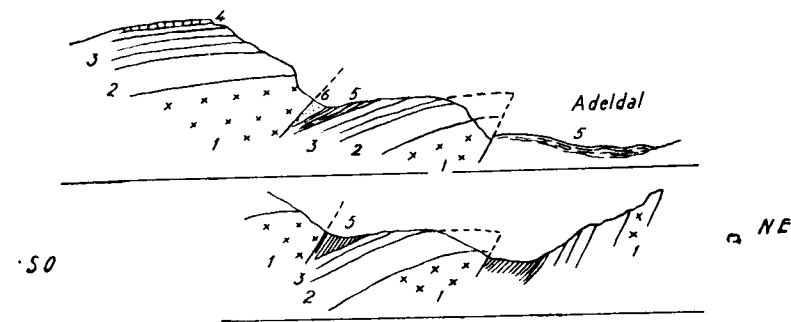


Fig. 19.—El Flysch en la región de Adeldal. 1, dolomias; 2, calizas en masa; 3, bancos del rhetiense; 4, lajas de lumaquelas; 5, Flysch.

Las capas se extienden al Norte de Dahar Chudar. Si se parte de Beni Mhamed por el sendero de Azib se pasa el torrente en una hoz caliza y luego se sigue éste por la margen derecha.

Un espigón avanza en el sitio 131,8/66,1 del mapa y nos presenta diversas complicaciones que dan como resultado en líneas generales un descenso de las capas hacia el Sureste. El camino pasa por encima de este espigón y se puede observar de lejos cómo la serie de calizas en bancos bien determinados forma la arista que bordea la banqueta de Beni Mhamed.

Una faja de Flysch pasa al Noreste del espigón que presenta una ladera escarpada y que es la continuación de aquella situada en la falda de Beni Mhamed. Por detrás del espigón el terreno está cubierto de derrubios, pero el Flysch vuelve a

aparecer en la cumbre de Dahar Chudar correspondiendo con la serie nummulítica sinclinal que corta la cumbre con una inclinación de 40 grados.

Sólo derrubios se encuentran si se sigue el camino de Azib; sin embargo, contorneando la curva 1.300 aparece una pequeña altura formada por bancos calizos que buzan al Sureste. Acompañan a éstos, otros de nummulítico, que forman una faja hasta el collado de la Loma de Medek y que está representado a veces por un Flysch aplastado y otras por pudingas.

La dolomía se apoya sobre este Flysch y forma parte de la faja oblicua que se sigue sobre la otra falda de la montaña hasta la base del Flysch de Adeldal.

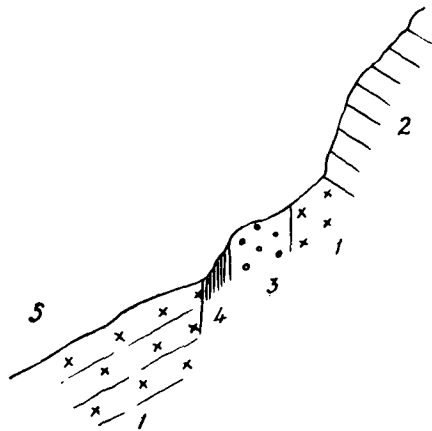


Fig. 20.—Corte de la escarpa de la parte alta del barranco que desciende de Bab Tizi Mereix a Adeldal.
1, dolomías; 2, calizas en masa; 3, pudinga nummulítica; 4, Flysch rosa.

Si las conexiones que acabamos de indicar nos parecen bastante claras, no nos ocurre lo mismo en la región del Norte. En efecto, derrubios enmascaran la base de los tajos de Sidi Yel y de Cudia Aserman al Oeste de Bu Zlef. El rasgo que se aprecia mejor—en una vista de conjunto—, es el buzamiento sumamente fuerte al Suroeste que presenta la serie caliza de base y el Flysch de Cudia Aserman.

Si se observa la continuidad de la dolomía inferior parece que hay derecho a suponer que la faja caliza de Azib es prolongación de la de Cudia Aserman, pero esto no es del todo seguro a causa de la fragmentación en escamas observada hacia Sidi Yel, en donde no podemos fijar ni su profundidad ni las prolongaciones. Sin embargo, en conjunto, nos parece que son admisibles las conexiones representadas en el mapa.

El río Adeldal—hacia el Este—taja el zócalo de Dahar Chudar y constituye el ingente macizo de Cudia Enchaf que estudiaremos más adelante.

Hacia el Sur las calizas del macizo Sur de Dahar Chudar se cortan bruscamente. Sus escarpas dominan a lo largo del sendero de Beni Mhamed a Bab Tizi Mareix. En la base de la ladera, en la margen izquierda, el sendero cruza unas hileras de calizas en bancos bien estratificados que son cortados por una falla con dirección Sureste y cuyo compartimiento descendido presenta *Nummulites*.

Dolomías en contacto con el nummulítico que aflora a través de los derrubios se encuentran al llegar a la parte baja del barranco de Bab Tizi Mereix. El Flysch es dominado al Norte por la escarpa caliza, y su contacto con el Triás, que se sigue en línea recta hasta el collado, es mecánico. La escarpa caliza es también casi recta.

Hacia el monte de cota 1.430 metros se presentan en contacto del Flysch las calizas subnodulosas rojas, que se parecen a las del Lias, aunque aquí son estériles. Les acompañan arcillas más o menos abigarradas. Hacia la cota 1.400 sólo se ven derrubios, pero un poco más adelante aparecen de nuevo margas de colores.

Los conglomerados nummulíticos se encuentran a 400 metros del collado y continúan hasta Bab Tizi Mereix, siempre en nivel inferior a la escarpa.

En las dolomías más o menos mineralizadas está socavado

el collado. Aparecen dichas rocas con buzamiento de 45 grados al Norte y parecen soterrarse bajo el Flysch y bajo la escarpa caliza. En un espigón, que domina el barranco que desciende hacia Adeldal, se observa, por debajo de la caliza de la escarpa, el contacto mecánico de dolomias con margas rosas superpuestas a bancos calizos. Hacia el Sureste toda la ladera está formada por dolomias de la base de Cudia Enchaf y Cudia Chens, que terminan por falla contra el Lias que domina el Suroeste de Adeldal. Este accidente es de difícil interpretación.

Desde el pie del barranco de Bab Tizi Mereix se observa en su prolongación una especie de pequeña fosa por donde pasa el sendero de Beni Mhamed. En la parte Sur, calizas del

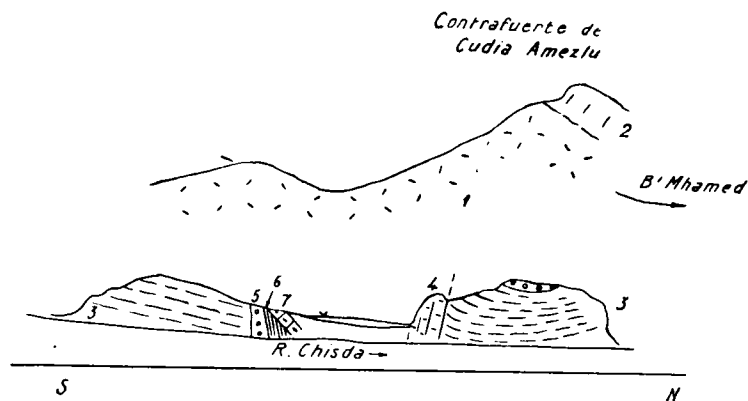


Fig. 21.—Cortes del barranco por donde está trazado el sendero de Beni Mhamed al vado del río Chisda.

1, dolomias; 2, calizas; 3, bancos calizos infraliásicos; 4, calizas en masa; 5, pudingas nummulíticas; 6, Flysch rosa; 7, calizas nummulíticas.

Infralías parecen prolongación de las de Cudia Chens (3, figura 21). Estas están de frente de calizas en capas análogas que forman el espigón que domina la entrada del desfiladero del río Chisda. Pero entre estos bancos calizos se presentan calizas en masa empinadas a causa de una falla que domina un vallecito pantanoso en cuyo borde Sur se presentan también

muy levantadas pudingas nummulíticas, Flysch rosa y calizas nummulíticas (5, 6 y 7). En prolongación con esta zona se encuentra el pequeño valle al Sur de la Cudia Amezlu, en donde, cubierto por derrubios, no existen más que dolomias. Únicamente en el sitio donde comunica este barranco con el Ain Ainran es donde se encuentran calizas en posición bastante normal. Sin meternos a interpretar estos accidentes, nos contentamos con citarlos como prueba de las complicaciones geológicas de la región.

J.—Resumen.

De las consideraciones anteriores se deduce que el territorio estudiado se presenta sin complicaciones tectónicas en la parte Norte y con geología compleja en la Sur. En el Norte se distingue bien el substratum, que, se ve con claridad, es prolongación en profundidad de aquel de Tazaot y del de Xauen.

No ocurre lo mismo al Sur. El río Bu Zlef nos presenta solamente este substratum al Este de esta zona y en la parte oriental del pie de Dahar Chudar. Para volverlo a encontrar es preciso pasar la zona de imbricaciones y alcanzar el valle del Farda. Toda la serie que socava este torrente desde su confluencia con el Talambot hasta el final de su cuenca de recepción al pie del Taglisa, corresponde a este substratum.

No hemos podido unir entre sí todos los contactos anormales estudiados en este territorio, pero valiéndonos de extrapolaciones se puede admitir, sin dificultad, que las cumbres y una parte de las laderas del macizo montañoso desde Cudia Ediek hasta el Aserman y Cudia Amezlu corresponden a la hoja del Tazaot. Ahora bien, esta hoja, plegada con su substratum en un gran sinclinal, se fragmenta y da lugar a una

serie de dislocaciones imbricadas cuya interpretación es muy dudosa.

No podemos aún precisar el límite del Sur de la masa corrida. No sabemos si en el tajo que domina el barranco de Bab Tizi Mereix la falla que lo corta está o no asociada al contorno que delimita la masa corrida. Desde el collado que existe al pie Este del Taglisa hasta Bab Tizi Mereix subsiste, pues, la incertidumbre.

Para seguir la costumbre establecida, nos falta aún discutir nuestras láminas y las relaciones recíprocas de los diversos elementos tectónicos; pero como hemos de describir aún un último testigo, el de Yebel Megueisa, aplazaremos hasta el capítulo siguiente el acostumbrado estudio sintético.

CAPITULO XI

LA SERIE AUTÓCTONA COMPRENDIDA ENTRE BAB TIZI MANDU Y EL HAD DE BENI DERKUL

CAPITULO XI

LA SERIE AUTÓCTONA COMPRENDIDA ENTRE BAB TIZI MANDU Y EL HAD DE BENI DERKUL

(Láminas IV y V)

A.—Ojeada general.

La serie nummulítica y caliza se presenta desde las cercanías de Isilan hasta el Lexchab como una notable unidad bien reconocida en el desfiladero del Farda y según adivinamos por varias indicaciones.

La cumbre del Lexchab se prolonga hacia el Sureste dejando al Suroeste la zona del Flysch. Aparece cortada al Noreste por una depresión longitudinal que se ensancha gradualmente, ocupada también por Flysch y a todo lo largo de la cual corre el río Had. Hemos hecho resaltar desde hace tiempo la apariencia de soterramiento de esta sierra bajo el Flysch en su extremidad meridional.

Sin embargo, esta extremidad está quebrantada por fallas y en varios puntos del borde externo el pliegue está roto, lo que puede interpretarse como indicio de corrimiento. Se hace, pues, preciso dilucidar si el carácter anormal de la serie es verdadero y si está ésta bien arraigada.

B.—Cercanías de Bab Tizi Mandu.

La serie, del lado oriental, ofrece la más completa regularidad aparente. Hemos observado su levantamiento hacia el Sur, de Isilan a Bab Tizi Mandu, y hemos podido apreciar cómo sigue alzándose gradualmente hasta culminar en Yebel Lexchab, a 2.170 metros de altura.

No cabe dudar sobre la continuación regular de la serie hacia el Sureste. El corte del Yebel Taglisa y, en su prolongación al Sur, el de Lexchab, bastan a esclarecer la estructura de esta sierra.

El Farda desciende de los contrafuertes Noroeste del Taglisa. Un pequeño collado separa su cuenca de la que constituye la parte alta del río Ain Ainran. Esta parte se alinea con la del valle alto del Had en la parte Noreste de la base del Lexchab. Se debe esta alineación a la existencia de una falla señalada en el valle del Had por el contacto del numulítico de la depresión del Had con las dolomias del Lexchab.

Hacia aguas arriba el collado que separa las cabeceras de los dos arroyos citados se llama Hauta del Kasdir. El numulítico allí ha desaparecido y no se observa más que la dolomia que forma tanto, al Suroeste, toda la ladera de la cresta que une Lexchab y Taglisa, como, al Noreste, la prolongación de Cudia Talamsque. El camino de Hauta a Beni Mhamed nos permite reconocer bien que es el labio Noreste de la falla el que ha descendido, porque se encuentran hacia 129,6/64,5 lajas rhetienses y Flysch localmente conservado, mientras las mismas lajas rhetienses están en Lexchab a 2.170 metros de altura.

El corte detallado del Lexchab lo tenemos dado en el capítulo dedicado a la estratigrafía del territorio estudiado.

Recordemos solamente aquí que sobre el transversal de Hauta se ve empinarse a los bancos dolomíticos.

El desfiladero profundo del Farda si fuera accesible daría un buen perfil geológico. Estratigráficamente es el primer gran tajo que corta el pliegue del Lexchab.

En el capítulo estratigráfico hemos indicado que la serie dolomítica debe corresponder al Triás-Rhetiense. En el triás superior y el rhetiense se encuentran episodios calizos tanto más numerosos cuanto más altos son los niveles. Los últimos 50 metros constituyen un complejo del infralías; su edad es rhetiense.

Al Sur del monte de cota 2.170 metros, uno de nosotros halló, después de las determinaciones de Dubar, los siguientes fósiles:

Avicula contorta, Portl.

Placunopsis Schafhautli, Winckl.

Pl. paucistriata, Oswald.

Palæocardita austriaca, Hauer.

P. Munita, Stop.

Protocardia Philippiana, Dunk.

Myophoriopsis Rosthorni, Soué.

Leda complanata, Gold.

Promathildia turritella, Dunk, y formas vecinas.

Phasianella (?) cf. *cancellata*, Dittm.

Cylindrobullina arduennensis, Piette.

Striactæonina avena, Terq.

Rhynchonella cf. *Deffneri*, Opp.

Hemos indicado en capítulo anterior, que, motivado por un descenso axial hacia el Noroeste, combinado con una falla transversal, el nivel con *Avicola contorta* se encuentra en la región de las dolinas o lenares al Este del puerto Bab el Aiun. Este nivel ocupa una posición alta en el rhetiense africano y se superpone aún a él una caliza margosa con *Rhyn-*



chonella Portuvenereensis, Capell., sp., que se presenta en la vertiente Oeste del Taglisa junto a un manantial, buzando algunos grados al Suroeste de modo regular. Todo lo que se halla encima de ella en Taglisa es, pues, rhetiense o un nivel más elevado.

Se encuentran allí algo empinados los niveles siguientes de abajo arriba: calizas alveolares, bancos dolomíticos estrechos, claros, y dos niveles con silex separados por unos 10 metros de dolomia, bancos calizos con silex en 20 metros, y, por último, calizas sin pedernal, de una potencia de unos 30 metros. Los dos niveles más altos pueden ser referidos al Lías inferior. Las hiladas detríticas con silex se sincronizan bien con el nivel con *Rhynchonellina*, aunque aquí este fósil no ha sido hallado.

Como en el Lexchab no existe nivel más alto que el rhetiense, resulta que la serie del Taglisa es más completa. Parece que al Noroeste, hacia Cudia Targuisin y Bab Tizi Mandu se hallan los niveles más altos del Lias.

La serie secundaria en amplia bóveda buza al Suroeste

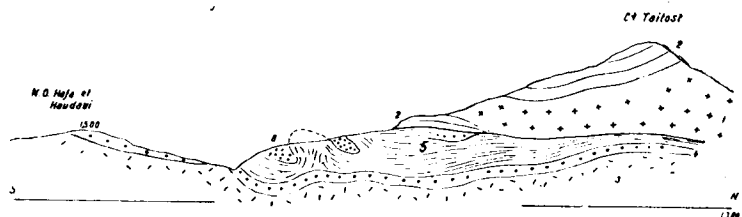


Fig. 1.—Corte de Cudia Taitost al monte de cota 1.500.
1, dolomia; 2, calizas del Infralías; 3, calizas en masa; 4, conglomerados lutecienses; 5, Flysch; 6, arenisca del Flysch.

en Bab Tizi Mandu. Una falla longitudinal la pone en contacto con el nummulítico, que tiene su prolongación en el Flysch pellizcado bajo el macizo de Xauen, en los prados situados al Este del monte de cota 1.500. Se trata de un accidente de poca amplitud limitado al Sureste y sobre todo al

Suroeste, a causa de que al Oeste de la depresión del Tisukka se levanta el macizo de cota de unos 1.500 metros que parece ser un resalto o rizo, de carácter local, de la serie jurásica. Domina este macizo la zona del Flysch cuyo contacto se extiende longitudinalmente hasta Xauen.

La terminación del accidente frente a Tisukka está afectada de fracturas, y se halla en contacto con la base del Flysch del valle de ese nombre. Según los sitios, la superposición se hace por el intermedio de conglomerados lutecienses con grandes *Nummulites* o por una disposición mecánica ambigua. Por último, su borde externo presenta un contacto anormal, al menos local, no sólo con el Flysch, sino también con la serie cretácea.

C.—Borde externo de la zona caliza.

La serie de Hafa el Handani es estratigráficamente muy compleja. Si se corta en dirección N.-S. a partir del Faz lleno de pradera y constituido por Flysch, encontraríamos que éste está limitado al Noroeste por el borde de la cuenca de recepción del torrente de Tisukka. Allí afloran capas de arenisca del Flysch subordinadas por lo menos localmente a las capas de *Orthofragmina* del eoceno superior. El Flysch pizarreño queda limitado por dos fallas pequeñas, la una al Oeste con dirección meridiana, y la otra dirigida al Suroeste. Esta última se presenta en el terreno con gran claridad por el contraste morfológico entre el Flysch y las calizas en masa que constituyen la Hafa. Sólo forman como un rastro algunos restos terciarios que siguen hacia el Sureste, o sea hacia Lexchab.

La masa de Hafa está constituida por bancos calizos azules de pátina gris con grandes lenares. Algunos bancos contienen

restos indeterminables de gasterópodos. La formación aparece como aplastada.

Si seguimos un sendero oblicuo que se dirige hacia Tisukka, nos separamos al Este de la cúspide de Hafa y se observa bajo las calizas otras más dolomíticas con intercalaciones de margas verdosas y negras. Más al Sur, en la ladera cortada por el barranco Addar y por el que le es paralelo al Noroeste, se presenta la base de la serie constituida por bancos dolomíticos. Estos dominan a Agaden y los volveremos a encontrar.

Si caminamos ahora por el sendero de Tisukka se observa que las capas buzan rápidamente unos 30 grados al Suroeste y nos presentan sobre este complejo calizas grises estériles en lajas.

El Flysch aplastado aparece a la altura del barranco de Asuli. Se le puede seguir hasta Tisukka y debe unirse, bajo el cuaternario, con el que bordea toda la cordillera. El contacto externo de la cordillera es aquí entre la serie caliza y el nummulítico rosa triturado. Bajo este terciario se presentan unas margas negruzcas que parecen referirse al cretáceo, tal vez al senonense.

La punta del espigón Noroeste del macizo que se dirige hacia Fokaien está constituida por calizas y el cuaternario enmascara sus contactos con el Flysch.

Si ahora volvemos hacia el Sur se puede observar que el contacto de las calizas con el Flysch a 500 metros al Norte de la Zauia del Habtien está tapado por los derrubios. Al Sureste se ve a la serie caliza seguir normalmente hacia el Oeste, pero desde el espigón señalado por las coordenadas 123/52 del mapa se presenta debajo de ella la dolomia. Esta tiene mucha amplitud. Socavada por el barranco Ismael que desciende de la Cudia del mismo nombre, presenta una magnífica charnela anticlinal que obliga a las capas a hundirse hacia la zona del Flysch.

Esta disposición fué causa que en 1930 consideráramos como autóctona esta serie y que tomáramos como normal su contacto con el Flysch. Ahora, bien estudiado, se nos presentan dudas.

En el anticlinal no hemos encontrado Flysch, pero en la ladera al Norte del gran barranco que sigue el camino de Ismael a Agaden se encuentra un nivel margo-calizo aplastado que pasa lateralmente a un Flysch rosa acompañado de pudingas con *Nummulites*. Aguas arriba de Agaden este episodio representa una delgada intercalación en las dolomias.

La serie dolomítica parece de nuevo continuar, pero al pie de las dolomias empinadas con buzamiento al Suroeste se encuentra Flysch.

El espigón formado por la masa caliza de Cudia Asaagar domina el santuario Sidi Abd el Abid, y más lejos se presenta una cuerda terciaria paralela al frente de la cordillera y a la cual se une por la cumbre que separa Bab Amaregut de Bab Taza.

A todo lo largo del frente de la cordillera caliza corre un arroyo que partiendo de Bab Amaregut baja hacia el Norte y que recibe varios afluentes.

Es lástima que los derrubios tapen este valle longitudinal, cuyo examen arrojaría mucha luz, para poder determinar la relación entre las dos zonas. Sin embargo, tiene interés un corte frente al espigón anticlinal que domina la cuenca de recepción del Magu.

Es completamente claro el descenso de la rama dolomítica cubierta de calizas. Se levanta cara a ese frente una serreta constituida de arenisca nummulítica buzando al Noreste que domina al Este la serie del Flysch estéril muy plegada. Todo esto en los detalles es muy complejo. En las cercanías de Bab Taza se encuentra el Flysch cretáceo.

Se obtiene un corte de la sierra si se sigue el Magu o su

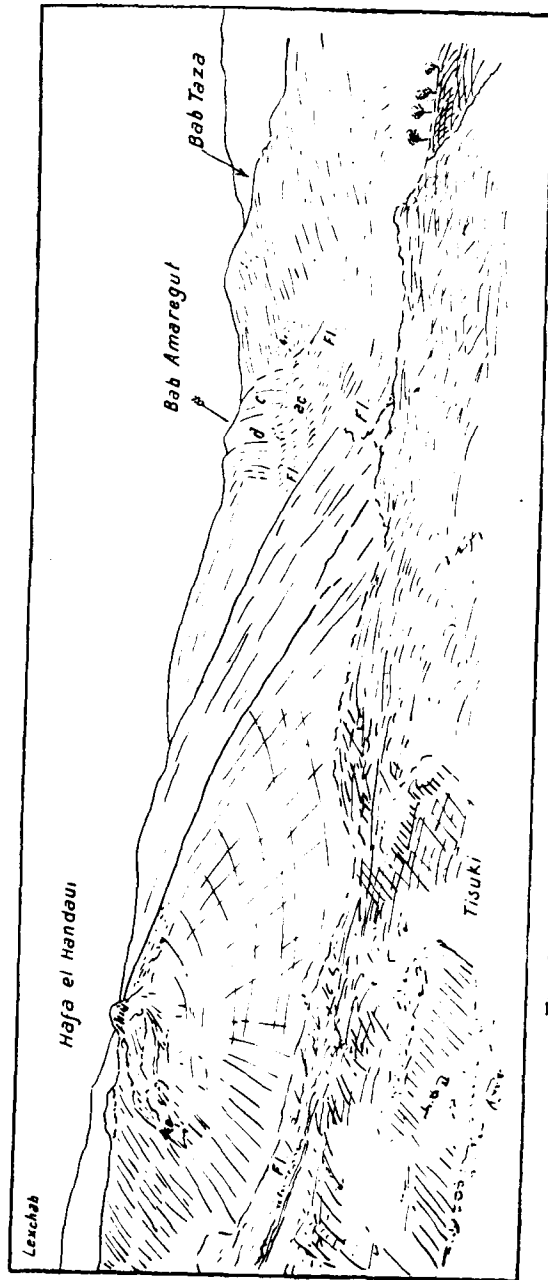


Fig. 2.—Vista desde junto a Tisukka del frente Suroeste de Hafa el Handaui.
d, dolomia; c, calizas; Fl, Flysch; ac, derrubios.

vertiente Sureste. Junto al poblado Aireftoh el Flysch es arenoso amarillo, pero términos más elevados son más pizarreños y sostienen areniscas de grano más fino. Una acequia sigue el contorno de la sierra y permite ver gran número de intercalaciones de arenisca en las pizarras, sobre todo en el punto donde la acequia contornea el espigón que se enfrenta con Azib de Agbalu. El complejo buza 45 grados al Este.



Fig. 3.—Borde del macizo del Lexchab al Sureste de Iharramen.
(Reproducción de la figura 35 del libro de Falloit y Doncieux. Corte ab del esquema de la figura 36, número 4 de este libro.)

Toma aquí el terreno en ciertos sitios color hez de vino con hiladas verdosas que tiene parecido con el permotrias, pero sin duda corresponden al Flysch.

El cordal de Cudia de Bab el Had, al Norte del barranco Magu, se presenta constituido por margas con areniscas pellicadas en las cumbres. No se ve charnela y no se puede apreciar bien su disposición orogénica. En conjunto, estas areniscas buzan 60 grados al Este y deben ser continuación de las de Beni Felvet. La cuerda paralela de Akba Suara presenta también areniscas en forma parecida.

Aunque la faja de Bab el Had no se prolonga al Sur ni siquiera llega a cortar el valle mismo, se encuentran areniscas hacia Aireftoh con dirección N.-20°-E. En el espigón situado al Noroeste del poblado el buzamiento es de 60 grados al Sureste. Otra faja buza 20 grados al Sureste del propio poblado.

No se aprecia bien dónde principian las areniscas en la

sierra que rodea la acequia, pero en la cumbre toman un gran desarrollo. No se han observado niveles fosilíferos.

Una ancha faja nummulítica se presenta en el propio collado, que se apoya en discordancia sobre las calizas que se soterran al Suroeste. Se marca muy bien en el terreno esta superposición, que nos indujo en 1930 a admitir que la serie secundaria se sepultaba normalmente bajo el Flysch.

Con objeto de que el lector se de cuenta de la estratigrafía

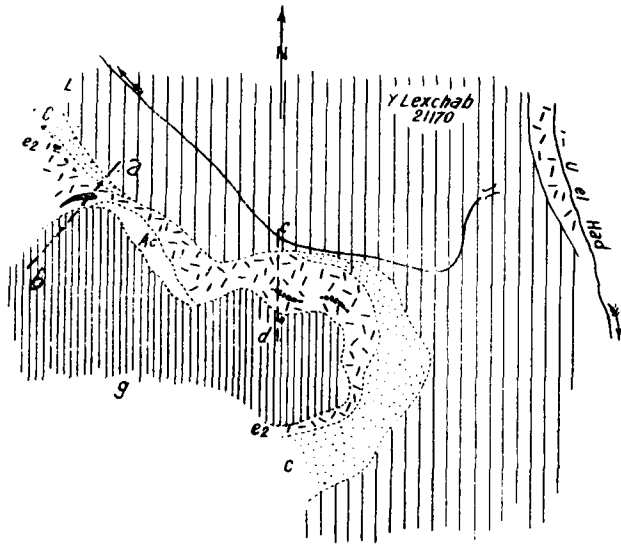


Fig. 4.—Croquis de la repartición del Flysch en Bab Amaregut. (Reproducción de la figura 36 del libro de Falloit y Doncieux.)
1. Lías; c. cretáceo; b2, eoceno superior oligoceno; g. arenisca del oligoceno; ac, derrubios.

de estos parajes, reproducimos las pertinentes figuras del libro de Falloit y Doncieux.

Fijémonos en algunos sitios interesantes. En el borde Norte conocíamos desde 1930 la desaparición normal de la faja de Flysch, presentándose la discordancia de los bancos calizos secundarios bajo el nummulítico. Se observa en el contacto

un nivel margo-calizo que está socavado por el sendero de Iharramen y que por su facies parece cretáceo. No hemos podido confirmar esta apreciación, pero encontraremos el cretáceo bien desarrollado al Sureste debajo del nummulítico. Lo esencial es la posición de la serie secundaria fijada por el corte.

Crestones formados por areniscas del Flysch dominan al Noreste el puerto de Bab Amaregut. Al Noreste estas cres-

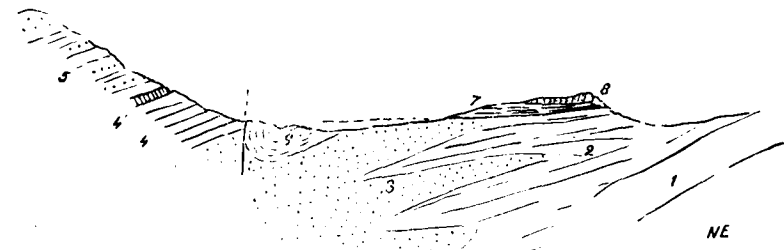


Fig. 5.—Corte del Flysch de Bab Amaregut.
1, caliza del anticlinal de Buhalla; 2, cretáceo inferior con *Aptychus* con paso lateral al Flysch cretáceo; 3, Flysch cretáceo; 4, niveles bien estratificados del Flysch cretáceo; 4', intercalaciones finamente detriticas con *Aptychus*; 5, areniscas y margas pizarreñas del Flysch cretáceo (sin duda del cretáceo superior); 6, luteciense; 7, eoceno superior; 8, areniscas del Flysch nummulítico (eoceno superior u oligoceno).

tas dominan también una pequeña planicie herbácea. Se ha visto que el Flysch cretáceo y el nummulítico transgresivo sobre la caliza son la causa de esta planicie. Las areniscas terminales del crestón son oligocenas. Las praderas que forman el Faz son atravesadas por la senda que une Beni Mhammed y Xerafat y que se bifurca allí del sendero de Bab Amaregut para pasar al Este de la sierra.

Este nos permite observar en la base formando el pequeño Faz capas blandas margo-calizas con *Aptychus*. Este nivel, bastante potente, pasa hacia el alto formando un complejo más margoso y más hojoso, pero estéril, completado con el Flysch eoceno; de observación más difícil que en el corte al Noroeste

del crestón areniscoso a causa de la espesura de la vegetación.

En la parte alta del nivel margo-calizo se presentan episodios detríticos que indican edad cretácea y que son réplica de otros observados más al Norte y que evocan el Flysch de la zona externa.

Estos niveles son superpuestos al jurásico. Es sólo en este punto donde estas relaciones son conocidas. Parece que hacia el exterior, es decir, al Suroeste, esta facies de transición pasa rápidamente al Flysch cretáceo normal.

Cerca, por el Sureste de Bab Amaregut, se encuentra este

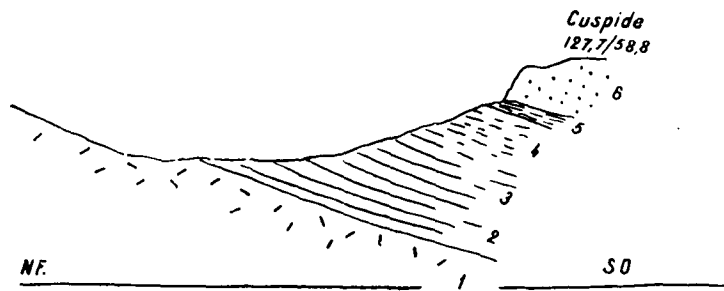


Fig. 6.—Corte del Flysch al Este de la sierra oligocena. 1, caliza jurásica; 2, nivel margo-calizo con *Aptychus*; 3, margas pizarreñas con *Ammonites*; 4, Flysch senonense; 5, Flysch nummulítico; 6, arenisca oligocena.

cretáceo por bajo de la prolongación de las areniscas oligocenas. En el propio collado el sendero corta una faja alargada de nummulítico paralela a la cordillera que, aunque cubierta de maleza, se sigue en unos 600 metros. Se han hallado foraminíferos que fijan la edad luteciense de este Flysch.

Se observa, en el borde Sureste del collado, que esta formación nummulítica es dominada orográficamente por montañas de relieves suaves, donde afloran capas margo-calizas con intercalaciones de brechas finas ocultas en la maleza, pero que

siguen hasta las escarpas de areniscas cuarcitasas rojo ladrillo que constituyen la cima de la montaña. Antes se veía en todo este complejo el Flysch nummulítico, pero en las citadas brechas se presentan restos de *Aptychus*, así como de foraminíferos que delatan su edad cretácea.

Por detrás de Cudia Achato, dominando el suave relieve de Bab Taza, en el bosque de encinas, se puede observar, bajo las areniscas que culminan la serie, alternancias de bancos gredosos y margosos cuyo paso al Flysch cretáceo de color verde oliva característico se hace de un modo insensible. Este paso gradual impide toda tentativa de separación estratigráfica entre las areniscas del vértice y las del substratum, y nos vemos obligados a incluir toda la serie en el cretáceo, aunque nos hayamos resistido siempre a ello y aun conservemos sobre el particular algunas dudas.

Se comprenderá, con la adopción de este criterio, el gran desarrollo que damos al cretáceo en el borde externo de la cordillera, y también resulta como consecuencia la existencia probable de un sinclinal estrecho de luteciense pellizcado en el cretáceo de Bab Amaregut.

Como en la base del Flysch no hay luteciense y este Flysch avanza en forma de lengua por el reborde del macizo calizo muy cerca de Bab Amaregut, nos vemos obligados a admitir una discordancia entre luteciense y oligoceno, aunque no sea visible en el terreno.

Es preciso, antes de seguir adelante, analizar la significación de todas las observaciones que hemos hecho desde Tisukka. Al pie de Hafa el Handaui el jurásico se apoya sobre el Flysch y más al Este la dolomia, y por la apariencia en forma cortante.

Parece, pues, que la serie secundaria completa cabalga sobre el Flysch exterior. Esta superposición se puede seguir hasta el barranco aguas arriba de Iharramen, donde el buza-

miento Sureste, bien pronunciado, de las areniscas nummulíticas indica su soterramiento bajo el secundario.

Considerando la situación y forma de presentarse las capas terminales de Hafa el Handaui hacia Tisukka, hace suponer que este cabalgamiento está reducido a una fractura frontal.

La ausencia de cabalgamiento en Bab Amaregut puede ser debida a una atenuación rápida del accidente, pero indica también otra cosa. Si no hay luteciense en la faja envolvente del collado, y si no hay más que un poco, y muy quebrantado, en el contorno de la sierra y bajo calizas muy trituradas, puede tomarse como causa de esta disposición movimientos tectónicos en dos tiempos.

La gran vertiente del Yebel Lexchab-Cudia Ismael, inclinada suavemente al Suroeste, plegada por el gran accidente de aguas arriba de Iharramen, cabalga el Flysch eoceno o luteciense. El oligoceno y tal vez el eoceno superior han debido depositarse después de este movimiento y los movimientos postoligocenos han debido tener *aquí* una importancia pequeña; fué cuando se puso en su actual sitio la hoja postoligocena del Magu.

D.—El borde de la cordillera caliza de Bab Amaregut al Had de Beni Derkul.

Aunque más adelante estudiaremos la gran masa anticlinal del Lexchab y su prolongación en relación con el Flysch del río Had, hacemos sólo ahora observar que al ensanchamiento de la disposición anticlinal a la cual corresponde el Lexchab sigue al Sureste un estrechamiento. Aunque parece que el macizo se sigue con apariencia regular y con las capas sin dislocaciones en un amplio abombamiento, éste se estrecha y tiende al hundimiento, al soterramiento.

Desde distancia se pueden observar en las laderas de Loma Busliman y de Loma Degmis el buzamiento regular de las capas al Suroeste.

Aunque no vamos a estudiar con detalle la estratigrafía de este Flysch, creemos conveniente hacer resaltar que se presentan una serie de calizas en bancos pequeños con notable desarrollo.

No conocemos en las otras partes de la cordillera ningún término jurásico posterior al Lías, pero nos parece posible y hasta probable que en este pliegue se presente un conjunto más completo y tal vez sea cierta nuestra atribución, en 1930, al titónico de algunos niveles de Xerafat.

Todas las capas tienen buzamiento al Suroeste y parecen

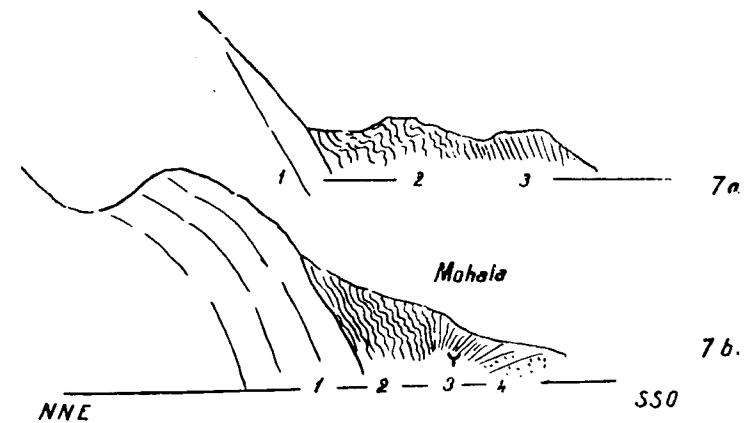


Fig. 7 a.—Corte con representación de la rama caída de las capas de Buhal-la.

Fig. 7 b.—Corte un poco al Sureste del anterior.

Leyenda para las dos figuras.

1. bancos calizos; 2. calizas en bancos muy delgados y muy plegados; 3. complejo margo-calizo, puede ser cretáceo; 4. Flysch cretáceo.

sepultarse bajo el Flysch. Este terreno está formado en los alrededores de la montaña por capas nummulíticas del tipo común, pero desde que nos alejamos de ésta se alcanza el Flysch cretáceo. El nuevo camino de Bab Taza a Kankeben

lo pone bien de manifiesto. El poblado de Acercaf está sobre el secundario pizarreño y Sidi Morfi está cerca del límite de los dos terrenos. El espigón de Buhal-la está constituido por el nummulítico y el contacto de éste con las calizas pasa por el límite de la zona de aduares.

Se sigue el contacto, muy empinado, en línea recta hasta Xerafat.

El camino penetra aquí en el barranco Kanded hasta el contacto de las calizas y en él se han podido hacer algunas observaciones. La serie estratigráfica es más compleja que en

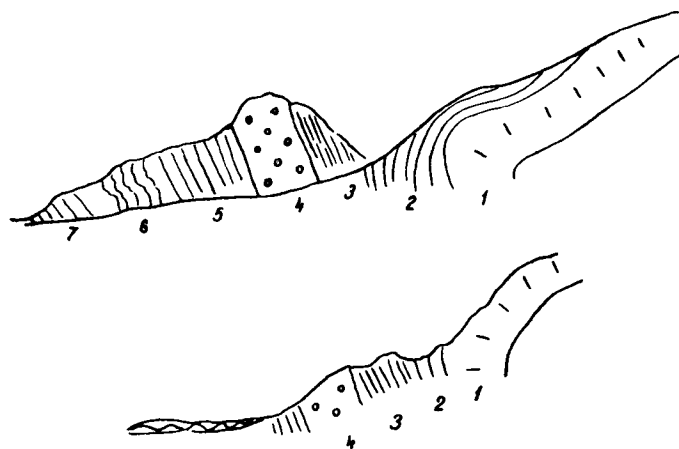


Fig. 8.—Cortes del contacto hacia la mezquita de Buhal-la. 1, caliza dolomítica maciza; 2, bancos calizos; 3, bancos calizos aplastados, pizarrenos, con indicaciones de conglomerados; 4, conglomerados de grandes cantos; 5, bancos calizos con pedernal negro; 6, bancos calizos muy plegados; 7, nivel margo-calizo arenoso, aplastado.

el resto de la sierra; presenta, sin duda, términos más elevados, pero que son estériles.

El conjunto se aprecia bien si se sube por el espigón que domina el molino al Norte, haciendo cara al Noroeste. A la derecha, o sea al Norte, se presenta la vertiente del Buhal-la y se observan sus capas constituidas por calizas dolomíticas

en potentes bancos (fig. 8-1) y buzando al Suroeste con algunos alabeamientos.

Se presentan encima bancos calizos (2) potentes y estériles que se empinan buzando al Norte. En su sentido longitudinal discurre el arroyo Kanded. El espigón que separa este valle de la zona del Flysch ofrece un corte más complejo. A las calizas en masa (1) siguen otras bien estratificadas (2) y después las que contienen trozos de conglomerados (3) y los conglomerados mismos (4). Buza el conjunto al N.-10°-E. de 60 a 70 grados, luego vienen los otros tres términos de la figura que son socavados por el camino y cuyo contacto con el Flysch se hace bajo los derrubios. (Fotografía del Atlas.)

Si se sigue este conjunto al Oeste, la faja de conglomerados se estrecha y afila, y si se sigue hacia el Sur, los conglomerados desaparecen.

No cabe duda que estas pudingas tienen parecido con las nummulíticas, aunque en ninguna parte hayamos podido determinar su edad. Mas por aparecer intercaladas en una serie regular parece lógico asignarlas edad jurásica. Nada vemos aquí de terciario, y en nuestros cortes, a estos niveles detríticos los hemos incluido dentro de la serie caliza.

La base de las vertientes calizas desde el morabito está cubierta por derrubios y éstos constituyen como una avanzada sobre el espigón de Tazia. Por el lado Este de esta cima, o sea en la base de las vertientes de Cudia Tauist, el contacto es claro. Las capas de Flysch con buzamiento al S.-SO., se apoyan sobre la caliza con buzamiento de 35 grados al S.-SE. La discordancia parece existir, pero en conjunto la superposición es normal.

Desde Sor el Medina hasta la altitud de 1.455 la terminación de la sierra es rápida. A menos de 2,5 kilómetros al Sureste el contacto del Flysch sobre la dolomia del pliegue está a 800 metros aguas abajo de Sidi Mahomed el Hach.

Pero aparecen roturas en esta terminación soterrada. Una primera falla orientada de N.-NO. al S.-SE. con descenso de la parte Este del pliegue separa el Sor de Medina de Cudia Hayar del Kaila. Por primera vez en esta región aparece el nummulítico en la parte superior de la cima jurásica. Se ha conservado gracias a la falla, cuyo salto es importante (fig. 9).



Fig. 9.—Corte longitudinal de la cima de Sor del Medina. 1, bancos calizos; 2, calizas en masa; 3, bancos calizos estrechos; 4, calizas en masa; 5, Flysch.

Una segunda fractura de menor salto hace descender otra vez la serie en el mogote terminal del Hayar, y una tercera, dirección NE.-SO., baja un paquete de la propia serie al borde de la carretera.

El Flysch margoso coronado de un paquete de arenisca color ladrillo se apoya sobre la vertiente Este del compartimiento central de Cudia Hayar de Kaila.

La carretera bordea un espigón al pie de estas areniscas y en sus desmontes se observan capas rojas diferentes de las del Flysch y que referiremos de momento al cretáceo. Inmediatamente sobre la prolongación de esta mancha se empujan los roquedos recortados del Krar, que dominan el valle del Had. Constituyen un lentejón calizo clavado en la serie margosa o pizarreña y cuya disposición parece debida a accidente de perforación de tipo diapírico.

Hacia el Norte el espigón está constituido por un paquete semejante al que acabamos de describir, pero de menores di-

mensiones. Otro tercer paquete está socavado por la carretera 400 metros más al Noroeste y está constituido por calizas arriñonadas de edad antigua. Al pie de estos retazos en la base de la ladera se presenta un ojal de las dolomias de Tasaft.

Se puede considerar en conjunto que estas masas calizas forman la cubierta de las dolomias, pero en detalle se presentan muchas dislocaciones.

En la ladera del otro lado del valle, entre Aod-dar y el poste indicador del kilómetro 21 de la carretera de Melilla, se presenta un nivel margo-calizo rosáceo que está recubierto por retazos calizos a la manera de Klippes o de bloques hundidos. Por analogía con el cretáceo rosa mediterráneo fué atribuido este nivel al cretáceo. No hemos podido encontrar *Rosalina*, si bien por consideraciones geológicas nos vemos

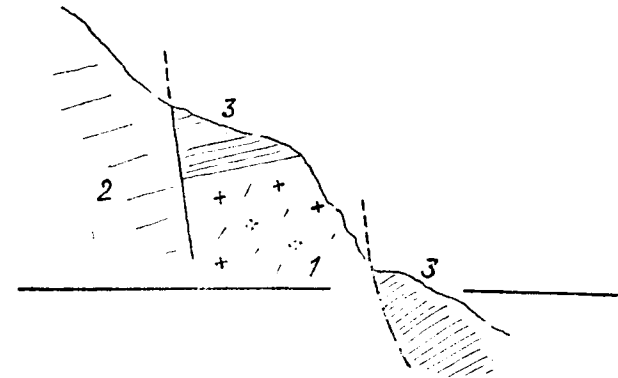


Fig. 10.—Cortes de la terminación del Hayar del Kaila. 1, dolomias y calizas; 2, bancos calizos; 3, Flysch.

incitados a afirmarnos en nuestra hipótesis, aunque no podamos apoyarla con razones paleontológicas.

La serie cretácea y el Flysch que la recubre están muy plegados. Respecto a sus relaciones, aunque en principio son claras, puesto que el nummulítico es transgresivo, en detalle son sumamente complicadas.

Si nos fijamos en la terminación bien abrupta del Hayar del Kaila, observamos que una banqueta de Flysch aparece dominando la carretera. Este Flysch está constituido por margas que se apoyan sobre pudingas pegadas a calizas en masa y dolomias que forman un tajo pequeño. Al pie de éste reaparece el Flysch (kilómetro 15), lo que se explica por medio de una última falla (fig. 10).

La carretera, encima de Uardan, describe una curva para pasar el puente sobre el Had y socava el pie de las dolomias de Hayar, en parte oculto por grandes derrubios.

A estas dolomias que forman la base de los bancos calizos bien estratificados, se las ve sin interrupción formar la ladera septentrional de la sierra y están separadas por una falla de dirección Noroeste, en unos ocho kilómetros de longitud, del Flysch que ocupa el fondo de la depresión del alto Had.

E.—El borde Norte de la sierra del Lexchab y Cudia Talamsque.

Si nos situamos en la cúspide de esta última montaña, se observa, como ya hemos indicado, que las capas buzcan suavemente unos 15 a 20 grados al Suroeste y que su estratificación muy regular es cortada por una escarpa que domina el valle alto del Had. Esta potente serie está en contacto con el Flysch que rellena esta depresión. En el collado en que termina Lexchab al Este, el nummulítico del labio Noreste de la falla está en parte oculto por los derrubios, pero se le ve no lejos del mismo.

A la altura de la Loma Tirira el valle se estrecha. En Cudia Talamsque los accidentes de su vertiente Suroeste con sus ejes orientados al Noroeste reducen considerablemente el terciario. Después del transversal del collado se adivina el con-

tacto de la dolomia sobre el Flysch. A la salida del gran depósito de derrubios el contacto un poco inclinado se hace sobre el jurásico. Aguas arriba, en el valle, se aprecia bien este cambio de la roca infrayacente al Flysch, gracias a la diferencia de morfología que presentan dolomia y caliza.

La presencia de esta caliza es debida a los repliegues avan-

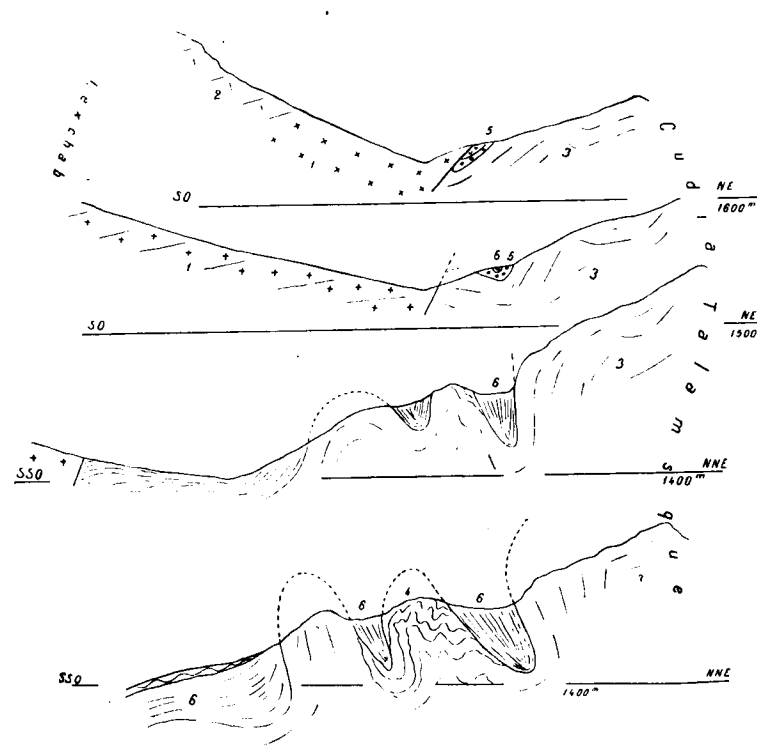


Fig. 11.—Cortes al Suroeste de Cudia Talamsque.
1, dolomias triásicas de Yebel Lexchab; 2, bancos calizos del Muschelkalk superior; 3, calizas en masa de Talamsque; 4, bancos calizos del Lias; 5, pudingas nummulíticas; 6, Flysch rosa y arenoso.

zados de Cudia Talamsque que la falla corta en bisel. Se puede allí observar el Flysch que separa estos repliegues de la misma Cudia.

Estos pliegues están claros hacia el Suroeste. La caliza no

está allí rota, pero el Flysch no concordante la envuelve lo suficiente para aparecer bastante clara una disposición de los repliegues en cascada empujados hacia el Flysch del valle.

El borde del sinclinal más extenso del Flysch se encuentra al Sur del collado de Hauta del Kasdir, cortado oblicuamente y en bisel por la falla que inclina el conjunto localmente a cerca de 45 grados. Se prolonga este accidente por el surco que separa la Hauta del Kasdir del Lexchab, para allí perderse. A pesar de la desnivelación relativa del rhetiense de Bab el Aiun con relación a este de Hauta del Kasdir, la falla pone en contacto dolomía contra dolomía, y sería preciso, para estudiar esto bien, dedicarle muy cuidadosas investigaciones que aun no hemos hecho.

En esta parte Noroeste de la cordillera es lógico atribuir a esta falla bien individualizada y marcada, el contacto del Flysch y dolomías a todo lo largo del valle del Had. Esta produce que la serie caliza forme grandes escarpas y tajos encima de las vertientes muy abruptas formadas por las dolomías cuyo buzamiento medio lo tiene al S.-SO.

En el collado Er Ruida al Sureste de Lexchab, una falla transversal orientada SO.-NE. (que encontraremos al Sur de Cudia Talamsque) corta la serie secundaria y ocasiona que descienda mucho la cota media de las calizas en Yebel Desas.

La serie es afectada por otros pequeños accidentes, pero sin amplitud; en conjunto aparece una disposición en calma que alcanza al Flysch de Lexchab.

El Flysch forma la ladera Norte y el fondo del valle del Amatrás (1). La falla visible en un espigón al Noroeste del Desas pone en contacto la base de las dolomías con calizas

(1) Antes de aparecer el mapa en escala 1 : 50.000 habíamos designado este valle como alto del Had. De modo que al leer nuestros trabajos hay que recordar esta sinonimia.

que asoman entre grandes derrubios. Aguas abajo el Flysch domina ora el contacto por el que se apoya normalmente sobre las calizas, ora el que por una segunda fractura separa el terciario y las calizas.

La falla queda bien comprobada en varios puntos y a suficientes distancias. A veces se presenta sencilla y otras con accidentes secundarios. Para alcanzar su completa significación nos falta examinar el borde Noreste del valle del Amatrás.

F.—La vertiente Noreste del valle del Amatrás.

Si volvemos a Hauta del Kasdir podemos observar que en la vertiente que se enfrenta con Cudia Amezlu se presentan dolomías. El socavamiento de esta roca en la cuenca del Amezlu ha puesto de manifiesto la existencia de una banqueta de calizas con sílex que limita una gran escarpa de unos 1.600 metros de altura. Las capas descansan sobre niveles dolomíticos formando tajo y sobre ellas se apoyan bancos de brechas finas con trozos de sílex. Esta serie no nos es bien conocida y hace falta precisar la sucesión y edad de las capas.

El sendero de la Loma Tirira sigue la banqueta caliza que se ve estrechar y desaparecer. Pero frente a Cudia Chens (1) se presentan otra vez los conglomerados con bastante potencia, casi verticales y con dirección SO.-NE. No hemos podido determinar su edad, pero nos evocan un gran parecido con los del espigón de Xerafat.

Por la serie caliza parece formando la parte Sur del macizo de Cudia Talamsque. Una nueva banqueta aparece al Este de la Loma Tirira, limitada aguas abajo por una escarpa

(1) En vez de este nombre que existe en los mapas topográficos, la hoja geológica lleva el de Cudia Tamxat.

que hace frente al macizo de Chens y por el Oeste por la cima del Dahar.

En esta banqueta hacia el Sur se presentan dolomias sin duda subordinadas y en forma anticlinal. Delante de ella se levanta el Yebel Guines, constituido por un anticlinal dolomítico coronado de bancos calizos con buzamiento al Noreste.

En un valle bastante profundo al pie del Yebel Guines, prolongación Noroeste del Tirira, la dolomia está muy derrumbiada. Forma laderas muy abruptas y éstas están coronadas por un gran asomo de bancos calizos.

La base de las calizas se presenta aquí a la cota 1.750.

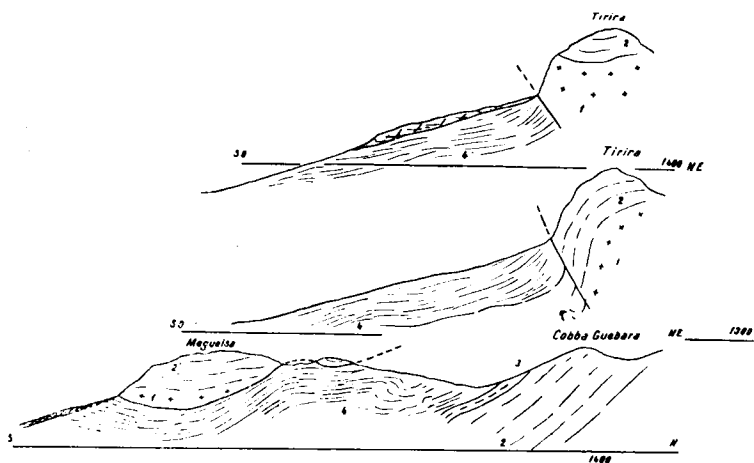


Fig. 12.—Contacto del secundario del Tirira con el Flysch del valle del Amatras.

1. dolomias del Tirira; 2. calizas del Tirira; 1' y 2', dolomias y calizas del Megueisa; 3. Lias en bancos rosa; 4. Flysch.

Enfrente, en la Loma Tirira, la serie caliza está mucho más baja. Una falla la corta y delimita a la vez el pequeño anticlinal dolomítico del borde del Guines. Esta fractura se coloca sobre la prolongación de la falla que separa el Lexchab del Desas, pero mientras esta última mira hacia el Sur, la primera

lo hace al Norte. Ahora bien, nada tendría de particular que este accidente en dos kilómetros cambiara de dirección.

Entre los montes Guines, Tirira y Loma Tirira se extiende ampliamente la serie dolomítica que está socavada por un arroyo afluente del Amatras. El camino de Amatras sigue la margen izquierda y en ella se puede ver el contacto anormal de las dolomias con el Flysch de la depresión del Amatras.

Los repliegues de Cudia Talamsque que antes hemos esquematizado se ven desde el Norte de dicho contacto. Esta cascada de accidentes pone bien de manifiesto que la serie caliza se soterra normalmente bajo el terciario.

Se observa, al Sureste, el contacto anormal en bastante distancia y en sitio próximo al lecho del torrente queda bien señalado con la existencia de un manantial.

Sobre el Flysch, aguas arriba, se apoya una brecha bastante curiosa muy aplastada y con elementos de pedernal muy redondeados. Sobre este nivel se apoyan las dolomias del macizo.

El Flysch es muy potente y está constituido por margas rosa, en general estériles, sobre las que se apoyan arenisca color ladrillo. Los derrubios enmascaran el contacto, pero se comprende que éste debe ser anormal bajo la alta escarpa del Tirira. El salto debido a este accidente disminuye hacia el Este, pues bien pronto el contacto del Flysch no se presenta con la dolomia, sino con la caliza.

El Flysch, que ocupa toda la depresión y la vertiente hasta la cota 1.700, se le puede estudiar bien en Bab Ferrisa, puesto que da acceso al alto valle del Jemis. En este punto la superposición normal del Flysch sobre las calizas de Cudia Guebala es completamente clara y se la puede seguir hacia el Sureste.

Este contacto, normal en los pliegues en cascada del Sureste de Cudia Talamsque, localmente anormal al pie del Tirira, de nuevo normal en Cobba, nos da idea de que la posi-

ción del Flysch corresponde, en su conjunto, a la de una rama de un sinclinal. El contacto anormal ha sido provocado por una falla. De modo que si queremos restablecer la disposición primitiva resultaría que toda la cuenca alta del Had estaba constituida por un sinclinal. Veremos más adelante que otras interpretaciones se excluyen por sí mismas.

G.—El Megueisa.

Antes de entrar en la descripción de esta montaña nos conviene indicar lo que ocurre en un pequeño monte unido a Cobba Guebala por la cima de Bab Ferrisa y cuya vertiente Sureste domina los poblados de Amatrás. Todas sus laderas están constituidas por Flysch, pero su cúspide está formada por calizas y dolomias.

Aparece el primer retazo de estas rocas en las proximidades del collado y está casi todo él formado de caliza en contacto directo y anormal con el Flysch. Mas en el monte Megueisa (Amatrás de otros trabajos nuestros) se presentan al Norte calizas bien estratificadas que se apoyan de modo anormal sobre el Flysch.

Aparecen las dolomias en la misma masa de la montaña y se las ve tomar desarrollo hacia el Sur. De esta montaña se destacan tres espigones con dirección Sur y otro más con dirección Sureste. Las depresiones que separan estos espigones están llenas de derrubios que se extienden hasta la base de la vertiente. En el más occidental de los espigones se aprecia bien el apoyo de las dolomias sobre el Flysch. Un retazo calizo avanzado subraya bien esta disposición. Al Sur se ve bajo las dolomias bancos calizos y más bajo calizas en masa que se apoyan sobre el Flysch. Se encuentra esta disposición en va-

rios sitios y entre ellos en el espigón Sureste que avanza sobre la cima del Amatrás.

Esta montaña, constituida exclusivamente de Flysch, separa la cuenca del Had, tributario del Kelha, que lo es, a su vez, del Uerga y que desemboca en el Atlántico, de la del Jemis, que con el nombre de Buhia se une al Tiguisas cerca de su desembocadura en el Mediterráneo. Este espigón nos enseña el apoyo normal del secundario del Megueisa y completa la serie de los contactos periféricos de este Klippe que se nos presenta más bien como un testigo.

¿Cómo se explica esto? ¿Con qué se le puede relacionar? Como existe el cabalgamiento del secundario sobre el Flysch al pie Sur del Tirira, se ocurre como primera explicación ver en este contacto la raíz del pequeño macizo flotante. Pero en contraposición con esto, hemos visto que a partir del Oeste de Cobba Guebala el secundario buza normalmente y se coloca debajo del Flysch. De modo que este contacto se opone a todo arraigamiento y hay que hacer resaltar que esta disposición continúa bastante lejos hacia el Este.

Resulta, pues, que al Megueisa se le debe considerar como un testigo que representa el mismo papel que aquel que constituye el macizo de Xauen, es decir, un último retazo de la hoja Tazaot-Magu, o bien arraigarla al Sur en el borde septentrional de la montaña de Sor el Medina. Ahora bien, el cabalgamiento del Flysch por el Trías de este anticlinal no ha sido reconocido. Aun más, el contacto de la dolomia con el Flysch se encuentra en el valle a la altura de 900 a 1.000 metros, mientras que está por lo menos a 1.300 metros al pie de Megueisa. De modo que con esta interpretación existe también la necesidad de colocar una falla en el borde Noreste de la sierra Lexchab-Sor el Medina.

No queremos dejar de advertir que hemos podido observar un pequeño cabalgamiento del labio Suroeste de la falla sobre

el Flysch al Sur de Hauta del Kasdir y también que hemos apreciado en el conjunto como si éste obedeciera a un empuje del Suroeste al Noreste después de formada la hoja de arrastre en los Beni Mhamed.

Con esta interpretación se atribuiría un origen más local al testigo del Megueisa, y, por consiguiente, no podemos desecharla en absoluto, aunque tampoco tengamos argumento decisivo que nos la imponga. Como ya hemos dicho vista la amplitud de la hoja Tazaot-Magu, y como más al Este existen nuevas manifestaciones, creemos más próximo a la verdad considerar al Megueisa como un retazo del gran testigo Tazaot-Xauen.

H.—Discusión y conclusiones.

Si se considera la relación sin solución de continuidad entre la serie que ahora nos ocupa, que se extiende desde Lexchab a Sor el Medina, y el substratum del macizo del Magu, se deduce que ocupan una misma posición tectónica. Ambos también son equivalentes al zócalo del Tazaot. Ahora bien: esta serie, ¿está *in situ* o es, a su vez, corrida? En el hondo valle del Bu Zlef no existe ventana alguna. Mas su elevación axial en Lexchab motiva que domine orográficamente a la vez al Flysch de la zona externa y al nummulítico del valle del Amatrás. Esto induce a pensar en la existencia de una hoja más profunda.

Para patrocinar esta interpretación sería un gran argumento la existencia de un contacto anormal en el borde septentrional del Flysch del río Amatrás. Entonces era preciso ver allí una ventana. Los contactos frontales desde Tisukka hasta Bab Amaragut y los accidentes de la terminación de

Hayar el Kaila podrían justificar bien esta interpretación. Sin embargo, se ha visto que en la ladera de Cudia Talamisque y también en Cobba Guebala existen contactos claramente normales. El valle no es, pues, una ventana.

Se podría suponer que la sierra Lexchab-Sor el Medina fuera una hoja de arrastre que hubiera pasado por encima del macizo del Agbrod. Dos razones se oponen a ello. Es una que la hoja, de serlo, constituiría un terminal flotante y no podría en ella dibujarse el anticlinal existente. Más aún, era preciso que una línea de separación la cortase y quedara aparte de la serie basal de Izilan. Y esto no es así; sabemos que esta serie basal continúa sin interrupción hasta el collado de Taglisa.

Además, si por la falla inclinada del Oeste de Hauta del Kasdir se presenta el flotamiento frontal de la hoja superpuesta, ésta debería haber pasado por encima de Cudia Talamisque, Hauta del Kasdir y del substratum de Cudia Asernan de Beni Mhamed, o sea, que debería ocupar la posición de la hoja de Magu. Esto sabemos que es imposible, puesto que hay continuidad lateral con su substratum.

De no ser esto posible, sería, pues, necesario la existencia de un gran accidente, una cicatriz transversal según la línea señalada por los arroyos Ain el Ainran y Bu Zlef. De modo que la margen Oeste de estos barrancos estaría constituida por el substratum de Tazaot y la vertiente Este por una unidad más profunda. Pero nada hemos observado que confirme esta interpretación, y en cambio hemos establecido la continuidad de los accidentes de Sidi Yel con Dahar Chudar.

Resulta, pues, que la sierra Lexchab-Sor el Medina está arraigada en su sitio con relación al Flysch del Amatrás. Tal vez este arraigamiento no nos parezca completamente tranquilo y regular.

No nos es conocido el frente de la serie subordinada al Magu más que al Sur de este macizo a partir de Tisukka.

Desde su principio presenta fracturas y cabalgamientos localizados en sus capas sobre el Flysch.

A partir de Bab Amaregut el cabalgamiento deja de existir, o por lo menos de ser importante, pero el anticlinal presenta dislocaciones. Ya dijimos que los movimientos que afectan a dicho collado se suceden en dos tiempos: postluteciense y postoligoceno. La gran falla del Amatras y el estilo imbricado de Beni Mhamed parecen indicar un empuje póstumo.

En nuestros perfiles interpretamos nuestra idea sobre el particular. Si el zócalo de Tazaot se nos presenta *in situ* y poco dislocado, en cambio, el pliegue avanzado que representa el anticlinal roto de Lexchab, bien individualizado desde el transversal de Taglisa, ha sufrido grandes conmociones que le han obligado como a desprenderse de las series pizarreñas que le encerraban. Viene a ser como un diapirismo en gran escala con una parte de cabalgamiento frontal sobre las pizarras secundarias y terciarias de la zona externa.

A la unión de este accidente con el de Mequeisa no hay nada, por lo menos en teoría, que se oponga. No sería otra cosa que la exageración de los contraempujes de Beni Mhamed y de Hauta del Kasdir. Debemos manifestar, sin embargo, que aquí precisamente no se aprecian de un modo sensible estos contraempujes. El estilo de pliegues del Agbrod es casi recto.

Si hubiera existido un contraempuje capaz de provocar una imbricación midiendo en planta dos kilómetros, hubiera provocado al mismo tiempo en Agbrod una escama que desconocemos.

De modo que prudentemente conservamos la hipótesis de conexiones que han servido de base a nuestro primer esquema estructural de conjunto.

I.—Interpretaciones.

Dedicamos este subcapítulo a definir bien el resultado de nuestras observaciones en la parte de la cordillera comprendida entre el Lau y el transversal Adeldal-Beni Derkul, tratadas en nuestros capítulos del VII al XI. Procuraremos hacer resaltar las relaciones entre las unidades estudiadas y también hacer ver con sinceridad las lagunas que encontramos en el desarrollo de nuestros conocimientos.

1.—Asertos comprobados.

Se nos presentan dos grupos de unidades estructurales: una que constituye el zócalo de Tazaot y sus prolongaciones que suponemos autóctona, y otra la constituida por testigos de un complejo corrido.

Autóctono.—La masa con amplio abombamiento de la serie secundaria cortada por el río que corre desde los Beni Mhamed hacia los Beni Selman se puede observar bien en nuestros perfiles. La potencia de sus dolomias alcanza más de 1.000 metros y por ello y por su modo de presentarse lo consideramos como autóctono. Pero no se ha podido reconocer en ninguna parte su substratum.

Por razones de continuidad referimos a este conjunto la serie basal socavada por el Farda, o sea el complejo de dolomias, calizas del Lías y Flysch que sigue sin interrupción desde Hauta Tasaft y Loma de Jamar hasta Cudia Targuisin, Taglisa y Beni Derkul. Esta serie, algo alabeada en la región del Farda, se levanta hacia el Sur, se pliega en un gran anti-

clinal que se presenta bien claro al Noroeste del Taglisa y que es roto por una falla longitudinal.

Este elemento estructural tiene su exaltación máxima en el transversal que pasa por la cúspide de Lexchab y se le sigue sin solución de continuidad por el Yebel Buhal-la y termina en Beni Derkul. Al principal motivo, basado en la continuidad, para unirlo al zócalo del Tazaot, se puede presentar un conjunto de argumentos estratigráficos deducidos de las observaciones hechas en Utah de Melaaib, del complemento probable de la serie liásica con los términos más elevados observados en la caída normal del pliegue hacia Buhal-la y de su relación estrecha, salvo fallas de detalle, con la serie del Flysch secundario periférico.

Fundándonos en las mismas razones de continuidad hemos unido hacia el Suroeste la serie Tazaot con Cudia Enchaf y el Monte Axefaha. Este se prolonga al Noroeste por las cimas del Agbrod, Cudia Talamsque y por el Norte de Hauta del Kasdir.

Se deduce que una gran parte de los macizos montañosos de este territorio se nos presenta como una sola unidad estructural y autóctona.

Hojas de arrastre.—Hagamos resaltar primeramente los tres rasgos fundamentales que caracterizan la cordillera, en relación con la presencia de las hojas de arrastre.

1.º La existencia en el interior del arco formado por la cordillera caliza desde el Lau al Jemis de Beni Selman de una zona de contactos anormales muchas veces complejos que hacen cabalgar el paleozoico de la zona interna sobre la serie de la cordillera caliza dolomítica.

2.º La presencia sobre la serie secundaria y terciaria del Tazaot de un conjunto de retazos paleozoicos que se extienden hasta el Tigrimuras, a veces arrastrando una o muchas hojas de dolomia.

Se puede con fundamento unir al paleozoico corrido el primario de los testigos, según se deduce de la repartición de los testigos de Agan Tansasnut y Beni Maala y de la forma de presentarse los contactos en el borde del macizo paleozoico de Talambot. Hay motivos, pues, para considerar que las raíces del primario corrido se encuentran en la zona interna de la cordillera.

3.º La individualización, al Suroeste del Macizo de Tazaot, del potente macizo corrido de Xauen.

Como hemos dicho, se impone la unión de las masas flotantes con la línea de contacto anormal del borde interno de la cordillera. En cambio, las conexiones de la masa de Xauen no pueden ser más que sacadas por deducción.

No cabe duda, a pesar de lo que dijimos en 1930, que la masa de Xauen es corrida. Se sitúa sobre la prolongación que desciende gradualmente de la serie de Lexchab. Sus contactos anormales son definidos con relación al zócalo calizo desde la Loma de Jamar hasta Bab Tizi Mandu por Xauen, Kelaa a los bordes Suroeste, Norte y Noreste del espigón del Aiden. Esto representa un desarrollo de 43 kilómetros, que con los cinco últimos que corresponden al borde del macizo paleozoico corrido de Talambot, hacen los 48 kilómetros del perímetro completo.

Los perfiles XVI al XXI sitúan la parte autóctona y partes corridas que consideramos como ciertas. No hay otras reservas que las hechas en el capítulo VIII respecto al Kelaa y una observación respecto a la terminación Suroeste de los macizos autóctonos.

A pesar de nuestra afirmación respecto a que la serie basal es autóctona, no podemos por menos de indicar que en su frente existen contactos anormales, sobre todo en Tisukka y en Iharratuen, pero creemos son debidos a un pliegue-falla y no a un corrimiento verdadero. El soterramiento del pliegue

de Buhal-la hacia el Had de Beni Derkul nos parece, a estos efectos, concluyente como lo indicamos en 1930.

En el segmento indicado más alto hemos dibujado una fractura limitando la serie dolomítica-caliza; fractura que, considerando el estilo de la terminación del pliegue hacia Beni Derkul, la hemos referido al borde del anticlinal de Buhal-la.

El carácter autóctono de la sierra Axefaha-Cudia Talams-que ha sido justificado con razones de continuidad. Se nos presenta la depresión del Flysch del Amatrás como un sinclinal que separa la caída del pliegue que forma dichos macizos del anticlinal de Lexchab-Buhal-la.

No se puede tener dudas acerca de la caída del pliegue del Axefaha hasta la altura del Agbrod y del soterramiento de las hiladas calizas bajo el Flysch.

No pueden ser interpretados más como roturas locales los accidentes que afectan al contacto entre la serie secundaria y el Flysch a la altura de Yebel Guines. Del mismo modo la falla del Amatrás que pone en contacto el pliegue de Lexchab y este propio Flysch en el borde opuesto del sinclinal debe ser interpretado como un accidente que afecta al autóctono.

Se presenta la terminación del pliegue Lexchab-Buhal-la como pellizcada y rota con fracturas marginales en todos sentidos. Se produce un encogimiento en el pliegue y un pellizcamiento más fuerte en su raíz que atribuimos a fenómenos de índole diapírica. A éstos achacamos también la perforación de los asomos liásicos a través del Flysch secundario y terciario que se observan en la prolongación del pliegue hacia los kilómetros 21 y 22 de la carretera de Villa Sanjurjo. Todo esto está expresado en la parte Suroeste de nuestros perfiles XXI a y XXI b.

Tal vez los entusiastas de la Tectónica hubieran supuesto corrida toda la serie que referimos al autóctono. Creemos que la separación que hemos hecho de partes autóctonas y corri-

das es lo más acertado, ateniéndonos al resultado de nuestras observaciones. Si se considerara todo corrido habría que suponer que todo el Rif hasta Fez había sido arrastrado, lo que nos parece absurdo. La falta de ventanas en las partes accesibles de los valles hondos de la región, socavados en las dolomias, es bastante significativo.

2.—Puntos dudosos.

Mucho menos fija y clara está la significación de los accidentes que forman las montañas desde Tidufal a Cudia Amezlu, los de la región de Agla, y los de los Beni Mhamed y Loma Chudar.

Los accidentes son en gran número, en esta parte de la cordillera, cabalgamientos locales, pliegues estrechos, todos alineados del Sureste al Noroeste. A pesar del buen mapa escala 1 : 20.000 de que hemos podido disponer no nos ha sido posible establecer las uniones deseadas.

Todos los accidentes miran al Noreste e indican sea un empuje viniendo del Suroeste, sea la prolongación hacia el Suroeste de una serie de digitaciones de hojas. Desechamos la segunda de estas hipótesis, porque echando una mirada sobre el mapa, si admitiéramos esta hipótesis, tendríamos que considerar como corridos por encima de la serie de Tazaot el substratum del macizo de Xauen y el Lexchab y todos los macizos que acabamos de suponer autóctonos y en relación con la propia serie de Tazaot.

Por el contrario, la exaltación de la serie basal del Taglisa a Buhal-la indica una resistencia a la propagación de los pliegues que explica, por los contraempujes que ha ocasionado, ese estilo imbricado que tanto complica nuestros estudios.

Con el criterio que sustentamos de no multiplicar las unidades corridas en este territorio, procuremos hacer una separación entre lo autóctono y lo que no lo es.

Hagamos antes resaltar, que, a excepción del macizo de Talambot, en ninguna parte se conoce paleozoico más extenso que el de Tigrimuras. Este último está asociado a dolomias, cuya extensión se ha hecho observar bajo el primario del Tazaot y que conocemos bajo forma de hojas a la espalda de la sierra, hacia el Baio.

Si volvemos a examinar los contactos anormales a partir del Noroeste, el primero que encontramos es el que da cara al Tigrimuras a la altura de Agla. Se le sigue hacia Adeldal por la Cudia Aserman y Loma Chudar y hace cabalgar sobre el Flysch de la serie del macizo de Tazaot un complejo de base dolomítica. Hacia el Sureste el descenso del Flysch está muy señalado en Adeldal y la dolomia cabalgante se repliega en un rincón sinclinal.

Este contacto, sin duda de importancia, nos incitaría a unir la serie dolomítica cabalgante con las dolomias del Tigrimuras. Pero como el Flysch basal se sigue desde Agla hacia Izurafen, el contacto anormal de las dolomias parece limitado al morabito del Norte de la Loma de Agla.

Para encontrar otro contacto anormal es necesario salvar en dirección Oeste una distancia de un kilómetro para encontrar en Izurafen una nueva línea de cabalgamiento de la dolomia que forma la cima de Tidufal, sobre el Flysch basal. Este contacto se sigue por detrás de la montaña desde el Norte de Abarnun hasta hacia Bunnar, sobre unos seis kilómetros hacia el Sureste.

El Flysch y el Lias cabalgados forman la cubierta de la dolomia que se presenta superpuesta al nummulítico de Agla.

El contacto anormal se atenúa al Sureste de Bunnar según lo que deja verse, entre los derrubios, en la vertiente del cañón

aguas abajo de Beni Mhamed hacia Sidi Yel, pero no se pueden separar las dolomias cabalgantes de Cudia Aserman de aquellas que forma el substratum de los pliegues apretados de Beni Mhamed.

Este hecho y la presencia al Sureste de Bab Tizimezar de un poco de Flysch aplastado en ventana, bajo las dolomias, nos ha incitado a suponer como perteneciente a la masa corrida todo lo que cabalga sobre el Flysch y a considerar el accidente de Bunnar como una rotura accesoria de la hoja corrida. Se aprecia bien esta disposición en los perfiles XIX y XX.

Estas hipótesis serían admisibles si pudiéramos descubrir al Oeste una línea de contacto anormal que limitara claramente el compartimiento corrido. Mas aquí surgen las incertidumbres. En nuestro mapa se puede observar una línea de contacto anormal con gran aplastamiento del Flysch y del Lias autóctono a la altura de Amesar. No lo hemos podido seguir al Norte del espigón del Tidufal, y, por consiguiente, por mucho deseo que tengamos no podemos fundar nada sobre su existencia.

Es preciso, además, advertir que el contacto no se puede seguir más que hasta el Este de Hafa Tacut. Ahora bien: se puede combinar éste con un accidente transversal y se le puede suponer prolongado hacia el Sureste por una superficie de cabalgamiento que corta a media ladera la vertiente occidental del Cudia Aserman de Talafish. Sin embargo, no podemos certificar que sea el mismo contacto el que se sigue a todo lo largo. Para que la interpretación adoptada en nuestros cortes estuviera fuera de dudas, haría falta que la continuidad fuera absoluta. Mas faltos de mejor explicación, la hemos adoptado en nuestros perfiles hasta el collado situado al Este del Taglisa.

Admitida esta continuidad probable, pero no segura, su-

ponemos existe una hoja entre el espigón Norte del Tidufal y el Norte de Abarnun, adonde debería acudir, siguiendo el mismo contacto, la línea de cabalgamiento del Este de Abarnun.

En los perfiles XIX y XX y los dos XXI se trazan las líneas de cabalgamiento ciertas y dudosas que nos sirven para explicar el accidente de modo lógico. No debemos aceptarlos sin reservas, pues, en honor de la verdad, los transversales representados son, privilegiados y a pesar de ello la duda existe.

También se presentan dudas a partir del Este del Taglisa. Si queremos unir este contacto con un accidente que esté bien reconocido, nos bastaría prolongarlo menos de un kilómetro para alcanzar el extremo de la gran falla del río Amatras. Pero esto nos obligaría a englobar en el testigo complejo Tidufal-Agla-Cudia Aserman toda la sierra Cudia Talamsque-Axefaha, lo que sabemos no es posible. Es preciso admitir que la línea del contacto anormal pasa por el desfiladero del Ain Ainran, por el Suroeste de Cudia Amezlu y viene a unirse con el de Bab Tizi Mareix.

El aspecto de la morfología puede apoyar esta interpretación, así como también las disposiciones anormales que hemos observado en el collado al Oeste de la Cudia Amezlu y en el vado sobre el Chisda del camino de Beni Mhamed a Adeldal. Pero estos argumentos nos parecen insuficientes.

Tanto por la rotura de esta serie en imbricaciones que complican el problema, como por la discontinuidad de los contactos que la limitan, no se puede considerar como un re-tazo corrido, sin hacer muchas reservas, a la parte del macizo comprendida entre el Farda al Oeste, el Agla al Este, Yebel Abarnun al Norte y Bab Tizi Mareix al Sureste. Con todas nuestras dudas y sólo como hipótesis de trabajo hemos adoptado en los perfiles esta interpretación, teniendo sobre todo

en cuenta la importancia de los aplastamientos y la necesidad de unir por alguna parte el testigo de Xauen.

Otra interpretación sería referir todos estos accidentes al substratum autóctono. Su rotura en imbricaciones se podría atribuir a las resistencias sufridas antes por el plegamiento de la cordillera. No se explica bien con esta hipótesis los cabalgamientos orientados del Oeste del Tidufal al collado al Este del Taglisa, pero no se puede desechar de plano, y tal vez los trabajos de nuestros sucesores aclararán las dudas que ahora se nos presentan.

Según nuestra interpretación, representada en los cortes, el testigo Tidufal-Beni Mhamed representa un testigo intermedio, un jalón para la reconstrucción de la hoja de Xauen. Hay que ver que los accidentes del substratum no cambian la posición de las raíces de esta vasta unidad corrida y habría que hacer pasar la hoja (virtual, porque está parcialmente destruida) por encima de la zona discutida.

Resultaría entonces que el punto que discutimos se nos aparece como un detalle con relación al conjunto y sin variar con una u otra solución la amplitud de las traslaciones.

Si concentramos nuestro estudio a la parte externa de la cordillera, cabe otra interpretación. Consistirá en considerar como normales los contactos de la serie calizo-dolomítica con la zona externa de la cordillera. Quedarían sólo subsistentes las líneas de cabalgamiento del Este de Yebel Xauen, o sea que se arraigaría este monte al Oeste y se le podría considerar empujado hacia el Noreste y cabalgando algunos kilómetros la serie Tazaot-Farda. Las imbricaciones de Beni Mhamed resultarían de este mismo esfuerzo. No había que imponer la existencia de grandes corrimientos, sino una serie de accidentes locales.

A pesar de lo seductora de esta interpretación, no está de acuerdo con lo que se conoce del estilo de la cordillera. Por

todas partes los accidentes son producidos y empujados hacia el exterior. Además es preciso unir los testigos paleozoicos (Tazaot-Talambot) a la zona primaria interna. Por último, esta estructura en hojas afrontadas que sólo se puede explicar por la existencia de un inmenso doble pliegue no se puede concebir mecánicamente. La hipótesis debe desecharse.

CAPITULO XII

LA CORDILLERA CALIZA ENTRE LOS RÍOS ZLEF Y BUHIA

CAPITULO XII

LA CORDILLERA CALIZA ENTRE LOS RÍOS ZLEF Y BUHIA

(Láminas IV y VI)

A.—Examen de conjunto.

Por consideraciones no fundadas en observaciones terminantes, sino sólo como un ensayo de interpretación, hemos deducido que la serie corrida de Xauen hacia el Sureste se encuentra plegada en sinclinal y rota en Dahar Chudar. Al Sureste de esta cumbre el río de Adeldal, orientado de Noroeste a Sureste, ha socavado un profundo surco en donde viene a desaparecer la masa corrida. Está dominado al Norte este valle por un macizo que constituye la llamada Cudia Enchaf y que es prolongación del zócalo de Tazaot situado al otro lado del río Bu Zlef.

Esta cumbre es dominada al Suroeste por una serie de picos que la separan del sinclinal del Amatras y que nos parece también deben considerarse como autóctonos.

En el Tazaot el paleozoico se apoya sobre la masa autóctona, y aquí ocurre la misma cosa. El terreno antiguo ocupa el borde interno en el macizo de Cudia Enchaf y se ve completamente claro el contacto de esas dos formaciones al Oeste del Jemis de Beni Selman. La prolongación oriental del macizo de Cudia Enchaf desaparece en parte por soterramiento

bajo el primario al Este del transversal Adeldal-Jemis de Beni Selman. En cambio, la prolongación de Yebel Agbrod (1) sigue con regularidad hasta el Buhia.

En este trozo que estudiamos se produce orográficamente la curvatura de la cordillera y el avance del paleozoico hacia el Sur. Su interés es grande, pero desgraciadamente no hemos podido hacer las observaciones precisas para llegar a exactas conclusiones.

B.—Macizo de Cudia Enchaf.

Desde las cumbres del Tazaot se observa a esta montaña con un aspecto macizo, potente y monótono. Los estratos son prolongación de los que constituyen el contrafuerte del Tazaot que forma el monte de cota 1.825. Desde la base de las vertientes hasta el alto se presentan dolomias. Las escarpas hacen resaltar bien la extensión de la formación.

Las capas consideradas triásicas de la vertiente que domina el Zlef, se presentan muy bien estratificadas y no parecen revelar un contacto anormal. Se encuentran algunos pequeños bancos como oxidados, pero no vemos en ellos otra cosa que episodios sedimentarios y nada de superficies de cabalgamiento. En el alto de esta vertiente se observa un cambio de pendiente y aparecen terrenos cultivados a los que se llega por un sendero que parte del Jemis de Beni Selman. Estos terrenos parecen formados por derrubios de montaña.

Cambia la morfología en la vertiente Este. Hacia la altura de 1.100 metros, se pronuncian relieves suaves a causa de los terrenos primarios que se apoyan sobre la serie caliza. Al parecer nos encontramos sobre la prolongación de la línea de

(1) En el mapa pone equivocadamente Agorod.

contacto que viene desde Tzafogaltz, por la cual el paleozoico de la zona interna cabalga la sierra calizo-dolomítica.

Para comprender esto seguiremos dicha línea de contacto desde el punto en que la dejamos, o sea en las cercanías del Yebel Mahmud. Ocorre que el primario, dominando el metamórfico, se apoya sobre el secundario y forma los contrafuertes de baja cota que separan la masa dolomítica del río Kbir.

Se aprecia bien la constitución del terreno en la desembocadura del torrente Agbalu.

De pizarras y filitas está formado principalmente el paleozoico. En el espigón principal adonde afluyen los diferentes

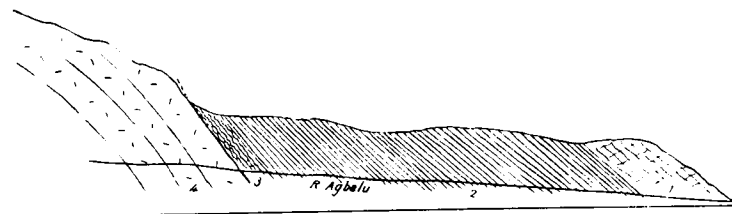


Fig. 1.—Corte en la desembocadura del arroyo Agbalu.
1, pizarras y filitas; 2, pizarras metamórficas; 3, paleozoico no metamórfico;
4, dolomias.

relieves resaltan las intercalaciones de los elementos más silíceos con pátina diferente a la que presenta la dolomia (figura 1-1). Las pizarras metamórficas más blandas (2) se extienden hasta la salida del desfiladero. Si acaso, con un pequeño espesor, se presenta aquí el paleozoico no metamórfico (3) de pizarras. El contacto del primario con la serie dolomítica (4) está muy empinado en la parte comprendida entre este valle y el río Bu Zlef o Cadnar.

Nuestro croquis (fig. 2), tomado en sentido contrario, o sea dando frente al Sureste, representa relaciones idénticas entre las dos series.

Se observa aquí que el primario, que se apoya siempre sobre la dolomia, no presenta la continuidad relativa de otras veces, y se destaca con toda claridad una discordancia entre las dos formaciones en el sendero de cabras, único camino existente para poder pasar por la estrecha hoz que forma el río. Los buzamientos de las dolomias son de unos 15 grados

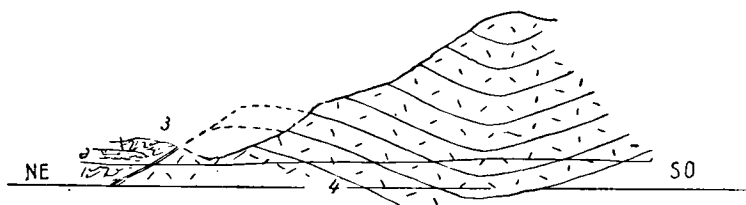


Fig. 2.—Corte de la masa calizo-dolomítica a la salida del Bu Zlef.
(La misma leyenda de la figura anterior.)

al Suroeste, pero pronto vuelven a su antigua posición de 10 a 15 grados al Noroeste. El fondo del valle tiene una pendiente suave.

No alcanza este fondo la cota de 300 metros y en cambio la montaña se eleva casi vertical, forma una vertiente muy abrupta y alcanza la cota de 1.826 metros. En todas las partes accesibles del fondo del valle no aparece otro terreno que el complejo dolomítico. No hemos observado nivel alguno bajo esta dolomia que alcanza un espesor superior a 1.200 metros y sostiene 200 ó 300 metros de caliza que forman el substratum del macizo del Taguesquent (1.828 metros). Ese macizo se encuentra al Noroeste de la profunda cortadura del río frente a Cudia Enchaf que se presenta al Sureste.

Ambas cúspides, desde el río, son inaccesibles. Se intentó subir por el curso del río hasta su confluencia con el Adeldal y por allí ganar la vertiente Noroeste de la Cudia, pero no nos fué posible. Puede ser que con aguas muy bajas se pueda conseguir. Por el contrario, el paleozoico que se apoya sobre

la dolomia facilita subir a la montaña y es por ese terreno por donde pasa el camino que une Adeldal con el Zoco del Jemis de Beni Selman.

Nuestro croquis representa, una vez pasado el desfiladero, de una parte el primario apoyado sobre las calizas y de otra un barranco longitudinal con relación a la línea de contacto con las dolomias infrayacentes. En este pequeño afluente del río principal se presenta bien clara la superposición.

El río Cadnar, a la salida de las dolomias se dirige casi directamente al Norte, según un trazado casi paralelo a aquél que toma el río Buhia, tres kilómetros más al Noreste. Entre estos dos valles, un cordal recto de unos 15,5 kilómetros avanza con una altitud media de unos 600 metros hasta el punto desde donde se domina la confluencia de dichos ríos y desde el cual el cordal descende rápidamente. Este está formado principalmente por paleozoico y solamente en su parte oriental es donde encontraremos una reaparición de las dolomias secundarias.

El camino del Jemis de Beni Selman hacia la Cudia Enchaf sigue la cumbre del cordal y está constituido el terreno por el paleozoico metamórfico socavado por gran número de pequeños barrancos que dan lugar a contrafuertes y ramales perpendiculares a la dirección del cordal. Su perfil es convexo, lo que implica, al parecer, una notable permeabilidad en este primario.

Al llegar, en el cordal, a la altura de 1.100 metros, las pizarras metamórficas micáceas soportan sin discordancias ni roturas a unas areniscas blandas que no han sufrido importantes transformaciones. Las micas tienen apariencia clásica. Sobre este horizonte arenisco se presentan pizarras calizas muy empinadas con intercalaciones de calizas negras que recuerdan las que hemos llamado alabeadas, ya definidas en 1930. Esta variación en las rocas del terreno acentúa la topografía en esta parte del espigón.

Las partes más bajas de una y otra zona, o sea hacia el Suroeste, por Cudia Budkek y hacia el Sureste por Talatifrat, están formadas por filitas.

Atraviesa el cordal el paleozoico menos metamórfico, es decir, más moderno, entre las alturas de 1.100 y 1.350 metros; a esta última cota se encuentra el contacto de este paleozoico con el secundario que le sirve de apoyo.

En este contacto grandes masas de calizas alabeadas se encuentran de frente con calizas negras secundarias que buzando fuertemente al E.-NE. Este buzamiento tiene carácter local, pues un poco más al Suroeste cambia y los estratos buzando al O.-SO. Esto es sin duda debido a que al anticlinal acompaña una falla.

Longitudinalmente la superficie de contacto, ligeramente

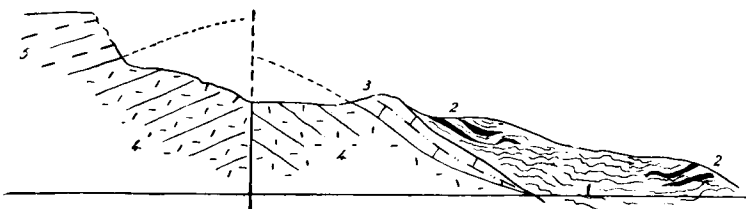


Fig. 3.—Croquis del contacto de las series primaria y secundaria de Cudia Enchaf.
1, paleozoico; 2, calizas alabeadas; 3, bancos calizos oscuros; 4, dolomias;
5, calizas de la cumbre de 1.800 metros de cota.

alabeada, da lugar a una intersección algo sinuosa de la que se separa un poco el sendero. Alcanzado el secundario, el camino cesa de subir para seguir horizontalmente la ladera de la sierra caliza que forma Cudia Enchaf.

De la cumbre hacia abajo el terreno está constituido por el paleozoico, pero en la parte más honda, en el fondo de los barrancos que rinden tributo al Buhia, están al descubierto las dolomias cabalgadas.

En Cudia Enchaf la parte culminante está constituida por

una cresta de dirección Noroeste cuya terminación septentrional alcanza la cota de 1.800 metros. Al Noreste se observa una pared casi vertical, en parte caliza, que domina el resto de la vertiente, dolomítica e inclinada, sobre la que se apoya como siempre el primario. De la misma Cudia sale un contrafuerte que el sendero contornea para pasar por un puerto de 1.600 metros de altitud.

Una magnífica fuente Aim Samsalt surge de la dolomia en un arroyuelo cortado por el camino a medio kilómetro al Norte del referido puerto. Este barranquillo desciende del macizo de la Cudia y tiene su nacimiento en una escotadura dominada al Norte por la montaña de cota 1.800 y al Oeste por la misma Cudia. Permite este barranquillo hacer un corte que representamos en la figura 4.

La escarpa, parte esencial de la montaña de cota 1.800 metros, la constituye el banco (10) de calizas claras.

En los niveles 6 y 7 se presentan unos restos muy confusos de bivalvas que podrían ser de *Avicula contorta*. Las calizas del nivel 10 podían ocupar el nivel de las calizas alveolares, aunque sin presentar esta facies. El nivel 12 nos parece, por varias razones en su abono, que corresponde al Hettangiense con *Rhynchonellina*.

Por la parte occidental los bancos de la cresta buzando hacia el Noroeste y marcan un pequeño sinclinal orientado SE.-NO. donde existen algunos cultivos. Las calizas levantadas son cortadas en escarpa y su traza en el terreno tiene dirección Noroeste. Dominan la vertiente que desciende al río Adeldal.

El punto culminante de Cudia Enchaf, 1.875 metros, se encuentra un poco más al Sureste.

Si descendemos al barranco por donde empezamos, se observa que al Sur de la cima de cota 1.800 la erosión ha hecho desaparecer los niveles 9, 10 y 13. El puerto está constituido por bancos calizos que corresponden a los niveles del 6 al 9

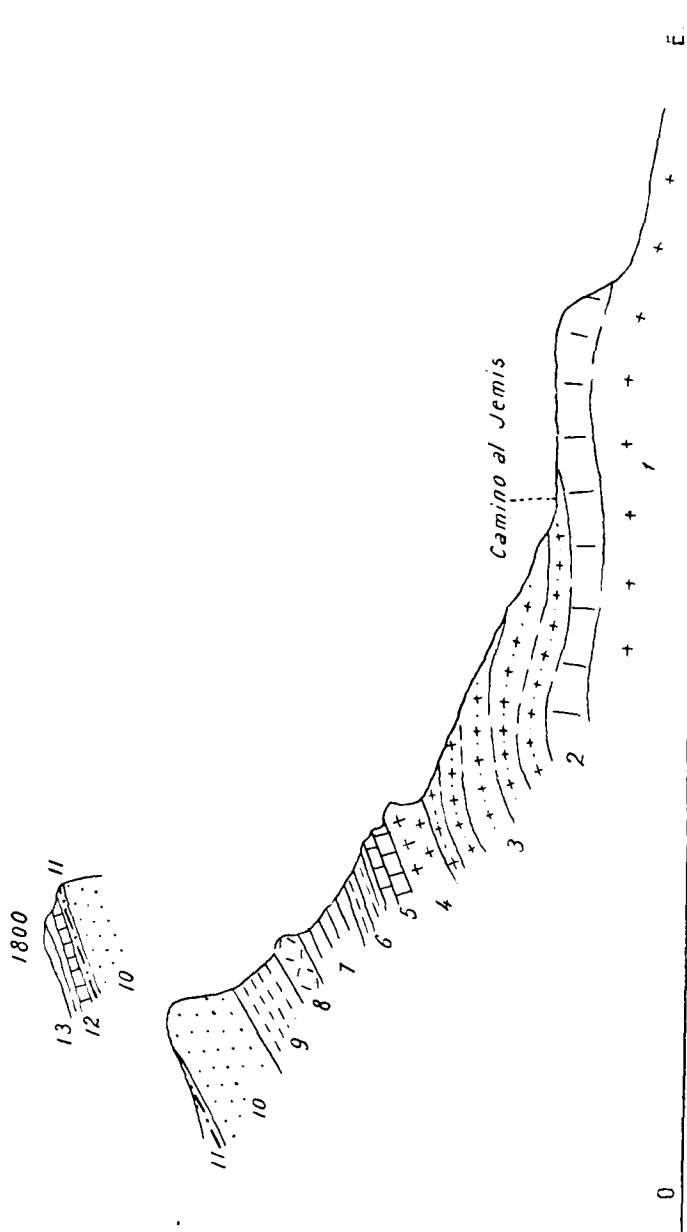


Fig. 4.—Corte de la cresta caliza de cota 1.800 metros.

1, dolomía pulverulenta; 2, calizas dolomíticas claras, 15-20 metros; 3, calizas en lajas con intercalaciones margosas, 50 metros (uno de estos niveles debe ser causa de la surgencia de la fuente de Aim Samsalt); 4, dolomía negra fétida maciza, con pátina clara, 4 metros; 5, bancos calizos duros, 5 metros; 6, bancos calizos margosos grises que se descomponen en agujas, 7-8 metros; 7, lajas calizas de espesor creciente: en lo alto, 20 metros; 8, calizas en grandes bancos, 4 metros; 9, bancos calizos y dolomíticos alternantes, 10 metros; 10, calizas claras veteadas de calcita, 20 metros; 11, calizas con sílex en bancos estrechos, 1-2 metros; 12, calizas margosas con intercalaciones detríticas: sílex, restos de crinoides y trozos muy malos de *Rhynchonellina*, 0,5 metros, 12 bis, bolsaditas de pudingas con *betemmites*; 13, bancos de caliza con sílex, 4-6 metros.

y allí se encuentran trozos malos de bivalvas al parecer rhe-tienses.

Hagamos ahora un corte desde el citado puerto hasta Cudia Enchaf (fig. 5).

Esta cúspide forma escarpa en la vertiente sobre el Adeldal. Hacia el Norte sus conglomerados se prolongan y se inclinan claramente coronando el tajo calizo.

Hacia el S.-SO. un pequeño collado separa el monte de cota 1.850 de un pequeño pico de 1.825 de cota. El collado está formado por socavamiento de la serie secundaria. Los bancos calizos disminuyen en dirección del monte de cota 1.825 para dar lugar a calizas dolomíticas de color claro de un nivel estratigráfico inferior. Ciertos bancos de la base Noroeste de la escarpa de la montaña de cota 1.825 tienen semejanza con las del tipo alveolar.

El monte de cota 1.825 está constituido en su mayor parte por este conjunto secundario; solamente en su extremo Sureste reaparece en la cumbre la pudinga luteciense, que es transgresiva, sobre un nivel estratigráfico más bajo que el de la misma Cudia Enchaf. Las capas de este conjunto buzan al Sureste.

Si se desciende la montaña en la dirección del Faz de Adeldal, o sea al Sureste, se sigue la pudinga y después se cortan las calizas a aquélla subordinadas. Toda la formación desaparece bajo derrubios y monte bajo, pero de sitio en sitio se observan lajas calizas que tienen en general el mismo buzamiento al Sureste.

Más bajo, pero sin llegar al camino de Adeldal, se corta la dolomía pulverulenta con el mismo buzamiento Sureste. Si se considera el espesor de las calizas y el buzamiento de todos los bancos, la disposición que acabamos de describir sólo se puede explicar por una falla. Se puede apreciar este accidente en las cercanías del collado de cota 1.625 atravesado por el

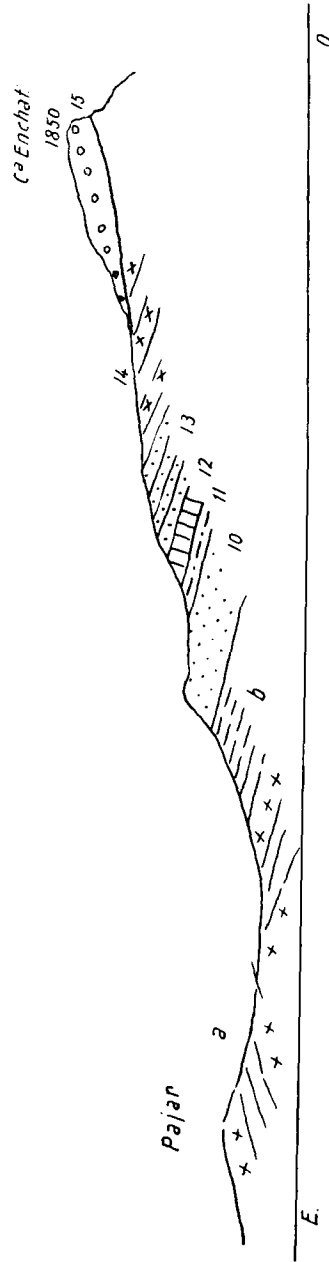


Fig. 5.—Corte en la proximidad de la cima de Cudia Enchaf. La base está formada por un complejo de capas calizas y de dolomias que se puede referir al conjunto de los niveles 4 y 5 del corte de la figura 4. Estas capas desaparecen bajo un nivel tal vez análogo al comprendido entre los niveles 6 y 9. En el detalle la homología no puede ser hecha, pero se colocan estas capas debajo de un nivel de calizas claras con calcita idéntico al nombrado 10 en el corte de la figura 4. Encima de este nivel se presenta: 11, calizas con sílex, 3-4 metros; 12, bancos de pudingas idénticas a las del nivel 12 bis, pero más ancho, 3-4 metros; 13, bancos calizos en lajas con una lumaquela en donde los fósiles no son determinables; 14, bancos calizos con intercalaciones dolomíticas; 15, conglomerados del Flysch discordantes que forman la cúspide de Cudia Enchaf.

sendero cuyo origen está a 600 metros de la fuente Aim Samsalt. Por su causa se estrellan las dolomias con buzamiento de 60 grados al S.-SE. contra el complejo calizo nummulítico cuyo buzamiento es menos fuerte.

Esta importante fractura es probable se prolongue hacia el Norte y atravesase el espigón de aguas arriba del collado de cota 1.625. Puede ser que por esta falla no sólo exista el ma-

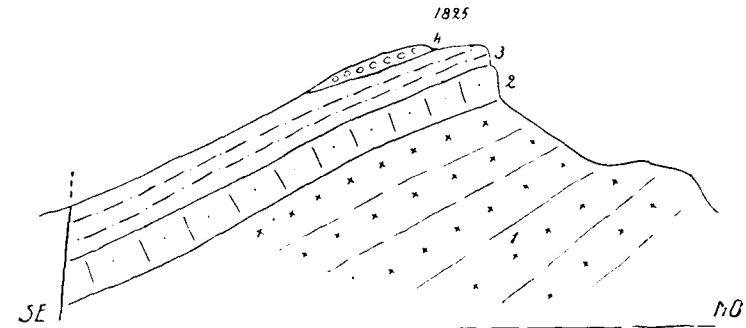


Fig. 6.—Perfil del monte de cota 1.825 al Suroeste de Cudia Enchaf. 1, dolomia; 2, bancos calizos; 3, calizas dolomíticas; 4, conglomerado luteciense.

nantial Aim Samsalt, sino otros dos abundantes que emergen en la ladera oriental del macizo de Cudia Enchaf (cota 1.825 metros).

Más difícil es señalar la prolongación a lo lejos de esta falla. Más bien que unirla a la falla observada al pie de la montaña de cota 1.800, sería más lógico pensar que estos dos accidentes están separados y son efecto del empuje de las masas paleozoicas de la zona interna.

Nos parece que estas fracturas no deben ser únicas. Sin duda existen otras muchas muy difíciles de distinguir en las dolomias. Una de ellas pasa por el collado de cota 1.625, donde se acusa por otra trituración de las dolomias.

En toda la parte baja de las vertientes de Cudia Enchaf entre el collado de cota 1.625 y el Faz de Adeldal y este mismo,

están constituidos por dichas dolomias. Nos las volveremos a encontrar en todos los cerros llenos de bosques que existen entre el Faz de Adeldal e Isufan.

A pesar de lo manifestado, el sendero de Aim Samsalt a Adeldal, en la parte baja, corta hacia 1.375 en el Boyar, al Sur del monte de cota 1.875, varias intercalaciones de calizas y margas calizas entre las cuales aparecen bancos calizos en lascajas con pequeñas bivalvas. Su fauna rhetiense-hettangiense queda mencionada en el capítulo III. Este asomo está en el mismo paso de un accidente que atraviesa el collado próximo. Sin analizar detalladamente esta fractura podemos suponer que produce el descenso del infralías y que éste no está intercalado en la dolomia como parece en un principio.

Desde este punto hasta el Faz de Adeldal no se encuentran más que dolomias.

Tiene el macizo de Cudia Enchaf una longitud de 4.500 metros aproximadamente. Su extremo domina Adeldal y las escarpas de la cumbre están formadas por bancos calizos del Lias que corona el luteciense.

Las vertientes del lado de Adeldal no son extremadamente abruptas. Al pie de las escarpas de su parte superior nacen ramales que descienden hacia Adeldal, donde aparecen pliegues invertidos de la serie dolomítica. En el ramal que termina aguas abajo del aduar se observan dos pliegues sinclinales, pero no podemos por menos de pensar de si las charnelas que se soterran en apariencia hacia el Suroeste no son más que una ilusión, a causa de que exista una intersección muy oblicua con la superficie del terreno.

En contraste con la monotonía de la gran masa dolomítica que forman las serratas que dominan Adeldal, un ramal o contrafuerte se individualiza al Sureste. Forma un pequeño pico de 1.500 metros de cota y constituye una extrema avanzada en la línea divisoria de aguas. Los arroyos de la parte

occidental del macizo se unen a las aguas que descienden del Yebel Agbrod y discurren hacia los ríos Adeldal y Bu Zlef. En cambio, las del Sur corren hacia el Faz de Adeldal.

En este macizo adventicio de cota 1.587 las capas que vienen de Cudia Enchaf se ponen verticales. Los bancos dolomíticos se alargan en dirección SE.-NO. y son bruscamente interrumpidos hacia el Noroeste, al pie septentrional de la montaña, por formaciones nummulíticas que se extienden en muchas centenas de metros en la parte alta del valle de Adeldal. En este nummulítico existe una zona cultivada, un poco inclinada, al salir de la cual el río Adeldal discurre hacia el Norte y socava una profunda hoz en las dolomias.

La zona cultivada está dominada al Oeste por una sierra de cumbre redondeada alargada paralelamente al valle y al cordal del Yebel Agbrod. La designaremos por la cota de su cresta, que es 1.520 metros. Está coronada por calizas en capitas con bivalvas que, aunque mal conservadas, definen el infralías (rhetiense-hettangiense).

Como consecuencia de estas descripciones se nos presentan tres cuestiones: relación del macizo Cudia Enchaf con el Flysch de Adeldal; relación de la serie de la cresta de cota 1.520 con el mismo Flysch, y relación de la serie de la cresta 1.520 metros con la serie de la sierra de Yebel Agbrod. Comencemos por describir los cordales de Yebel Agbrod y Tirina.

C.—La cresta de Yebel Agbrod.

Dijimos en el capítulo anterior que la serie que forma este cordal está en contacto anormal con el nummulítico del río Amatras desde Cudia Talamsque en dirección recta, hasta Cobba Guebaia. Las cumbres están formadas por bancos calizos, pero por bajo de éstos aparece la dolomia que termina

en pliegue-falla contra el Flysch. Los altos de la Cudia Cheus y del Yebel Tirira están constituídos por bancos calizos.

En el fondo del gran circo comprendido entre los citados picos, motivado por socavamiento de la roca, aparecen los bancos de dolomias como alabeados. A partir del Yebel Tirira toman un buzamiento S.-SE. muy claro. El contacto de los bancos calizos y del Flysch es muy regular, como ocurre, en general, en el macizo de Yebel Agbrod.

La dolomia de la base se empina mucho al Noreste de la cima que une Cudia Cheus con Yebel Agbrod. El collado de Bab Tizi Mareix tiene una vista excelente para observar todos estos puntos. Los bancos dolomíticos buzanan unos 45 grados al Suroeste, a media ladera se levantan a unos 70 grados no lejos de la montaña de cota 1.520 y alcanza casi la vertical en las proximidades de esta colina. Hacia el Sureste, en la vertiente oriental de Yebel Agbrod se han hecho algunos trabajos mineros en busca de blenda y galena. El buzamiento es de unos 50 grados al Suroeste.

La sierra se prolonga de una manera regular por la Hauta Talansis y por el Yebel Axefaha. Entre estos picos una ancha y profunda entalladura deja paso al camino del Faz de Adeldal. El corte que se puede levantar sobre esta transversal es muy sugestivo. Lo hicimos en 1930 y es conocido por uno de nosotros desde hace largo tiempo.

El buzamiento regular de la serie caliza bajo el Flysch de Yebel Amatrás es de 25 grados. Sobre éste se apoya a lo lejos el testigo de Yebel Megueisa.

Esta disposición de conjunto (fig. 7) representa la continuación de la serie de perfiles que hemos descrito en el capítulo precedente, referentes a esta región.

La parte interna de esta disposición anticlinal presenta esencialmente dolomia gris bastante pulverulenta que aflora anchamente en el Faz de Adeldal.

Este Faz está separado por un collado de la cuenca del pequeño torrente que ha abierto su curso en la serie secundaria. Calizas en pequeñas lajas aparecen al Suroeste de este collado y corresponden a un pequeño nivel acuífero. Los fó-

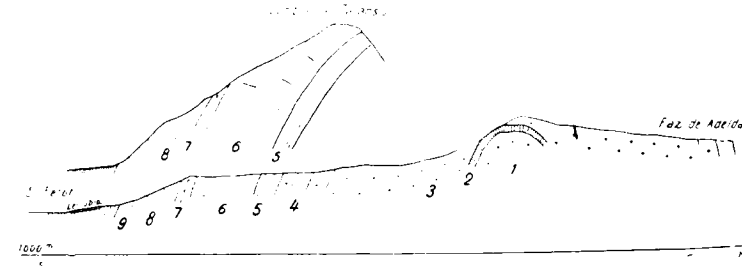


Fig. 7.—Corte del secundario según la cima de Hauta Talansis.

siles, muy malos, que hemos podido coger son bivalvas que no nos sirvieron para fijar la edad.

Se aprecia sobre la dolomia (fig. 7-3) la existencia de una serie nueva formada por bancos calizos y dolomíticos (4) en lajas que recuerdan por varios aspectos los de Yebel Lexhab. Podría ser el paso del Triás al Lías.

El nivel (5) corresponde a los bancos delgados con restos de bivalvas indeterminables. Por su aspecto este conjunto, de una potencia de 15 a 20 metros, no bien reconocido a causa de la maleza, recuerda al rhetiense.

El nivel (6) lo forman bancos calizos potentes que forman la cumbre misma de Hauta Talansis. Se puede referir al Lías.

El nivel (7) lo constituye un conglomerado brechoide cuya edad no hemos podido determinar. Se parece mucho este nivel al de conglomerados de la región de Xauen. Pero aquí esta formación parece corresponde al jurásico, porque encima la serie continúa con nuevas hiladas de calizas en bancos potentes (8).

Este nivel brechoide se presenta en una especie de mirador

en el que termina el camino del Faz después de la ascensión un poco oblicua al pie de Yebel Axefaha.

El nivel 9, formado por bancos calizos bien estratificados, es el último término de la serie secundaria que desaparece bajo el Flych de las cercanías de Sidi Fetoh.

El anticlinal del collado corresponde sin duda a un pliegue de carácter local. Al Noreste las capas más o menos onduladas no ofrecen más que un buzamiento regular. Pero a 500 ó 600 metros en dirección hacia el Este, las calizas forman un afloramiento que corona una parte de los montes de cotas 1.400 y 1.450.

Estas calizas parece entran a formar parte en la serie dolomítica del Yebel Axefaha. Existen niveles un poco pizarrosos con margas gris-verdosas, hasta aquí estériles, que podían ser atribuidas al Triás medio, pero también pueden referirse, tal vez con más fundamento, al rhetiense. La faja de esta caliza parece estar en contacto mecánico con la serie vertical del monte de cota 1.580. El sendero del Faz está trazado sobre dolomias; excepcionalmente lo atraviesan las calizas en un punto, en un pequeño collado en la base Sureste del citado monte de cota 1.580.

En contraposición, hacia el Noroeste, los pequeños cerros y un espigón que avanza hacia el monte 1.580 metros y que forman entre todos la línea divisoria de aguas de la cuenca del Faz y de la del río Adeldal, presentan una serie de bancos calizos que tiene su prolongación en la cima longitudinal del monte de cota 1.520 que domina Adeldal.

D.—La depresión del Adeldal y Dahar Chudar.

Por un collado muy bajo entre Cudia Enchaf y la sierra de Yebel Agbrod se llega a la región misma de Adeldal. El aduar está sobre el terciario en una depresión en el lado Sur de la base de Cudia Enchaf. Una especie de meseta individualizada con relación a la citada sierra le domina al Suroeste. Tiene cota 1.585 metros.

La casa de Bu Cherta se encuentra al Sur de esta meseta en la parte aguas arriba del río Adeldal, no lejos del collado por donde pasa el camino principal para llegar al Faz de Adeldal.

En la base de la sierra de Yebel Agbrod existe una falla que pone en contacto los bancos calizos y las dolomias. Se la observa bien al pie del Bab Tizi Mareix en unos tres kilómetros con dirección Sureste. Las calizas buzan 30 grados al Suroeste y se estrellan contra las dolomias, unas veces verticales y otras muy inclinadas.

Las calizas son formadas en bancos bastante delgados, que presentan restos fosilíferos muy medianos, pero que por su facies parecen rhetienses. Dubar ha tenido la bondad de estudiar estos restos (ved cap. III). Entre lumaquelas indeterminables ha señalado *Protocardia* cf. *Phillippiana*, Dunk, y en muy mal estado *Pleuromya* sp. Se observa también capas con *Myophoria* sp. y con pequeños gasterópodos bastante bien conservados que no pueden ser referidos a formas conocidas. En conjunto, se puede fijar la edad rhetiense de estas capas con grandes probabilidades de acierto.

Admitida esta edad, dada su posición se puede fijar en cerca de 300 metros el salto de la falla en la parte de mayor desplazamiento. La altura del salto tiende a disminuir hacia el

Sureste. Sin embargo, se encuentra sea la falla misma, sea otro accidente sin duda relacionado con aquélla, en el collado de la divisoria de aguas del río Adeldal y del Faz. El sendero corta la falla.

Al Norte de este collado de formas suaves se presentan bancos calizos horizontales acompañados de margas muy foliáceas. A poca distancia de la vereda hacia el Sureste se encuentran las dolomias pulverulentas que siguen hasta la base del Yebel Agbrod. Aquí se ve el contacto de las dolomias con buzamientos confusos con la serie caliza subhorizontal.

Más desde el collado se ven los bancos calizos de la cúspide del monte de cota 1.520, que parecen marcar una disposición sinclinal inclinada al Noroeste. Aunque la niebla nos impidió hacer bien la verificación de este accidente, lo indicamos por estar de acuerdo esta estructura con la de Dahar Chudar más al Norte.

Un corte trazado desde el extremo meridional del monte de cota 1.520 permite también observar que bajo los bancos calizos asoma la dolomia. Un torrente ha socavado una pequeña hoz que domina al Este las dolomias empinadas del monte de cota 1.580. Un sendero sigue a este arroyo y por él se llega a Matzen, pequeño poblado situado a 700 u 800 metros aguas arriba de Adeldal. En el alto del desfiladero sólo hay dolomia.

Junto al arroyo, aguas abajo de este transversal aflora un poco de Flysch muy triturado. Parece ser prolongación hacia el Noroeste del que forma el borde Suroeste de Adeldal. El extremo Norte del contacto está enmascarado por los aluviones y derrubios.

Las dolomias que se pueden observar bajo los materiales de acarreo se presentan casi verticales y parece como si se apoyaran sobre el Flysch que se le ve aparecer muy triturado en las casas de Matzen. Se ve continuar el contacto hacia

Aozoan, al parecer anormal y oblicuo con relación a la dirección de las dolomias.

También son anormales los contactos en el extremo occidental de la faja, que allí presenta una repetición de las capas que hemos representado en el capítulo anterior. Esta disposición podía ser debida a un pellizco sinclinal.

Bien se echa de ver la presencia del Flysch por el relieve

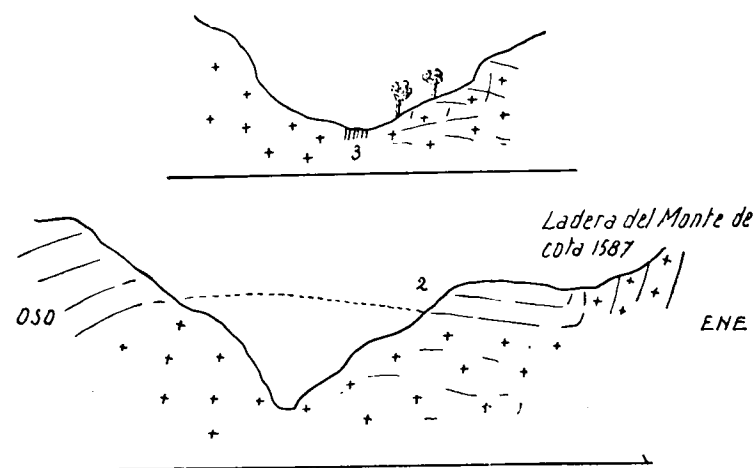


Fig. 8.—Corte del arroyo afluente del río Adeldal a 800 metros aguas arriba del aduar.
1, dolomia; 2, bancos calizos; 3, Flysch.

que da al terreno y por los cultivos a que ha lugar. Es el Flysch rosa atravesado en todos sentidos por vetillas de calcita pizarreña a causa de las compresiones. Pero bajo estas capas se encuentran en Adeldal calizas nummulíticas con pequeños lechos de pudinga que descansan a su vez, aguas abajo del aduar, sobre los bancos calizos. Estos hacen serie con las dolomias que han socavado las aguas del profundo Jandak.

Los derrubios impiden ver al Este el contacto de las dolomias de la base de Cudia Enchaf con el Flysch. Solamente se observa éste en las proximidades del sendero bajo los cul-

tivos, pero desbordándose éstos sobre los aluviones y derrumbios resulta poco visible su límite de aguas abajo. Hacia Izaaren parece limitado el Flysch a la zona próxima a los aduarenses donde unas últimas tierras de cultivo colgadas en las montañas, aguas abajo de dicho poblado, se presentan sobre tobos y terrenos de acarreo.

De interés sería hacer el estudio de las laderas de las cercanías de Aacox. No hemos visto Flysch, lo que parece indicar que el cabalgamiento de las dolomias de Cudia Enchaf está localizado y que el Flysch de Adeldal se presenta puzado en sinclinal. Por el contrario, si se observara la continuación de una hilada nummulítica cortando la masa dolomítica implicaría un cabalgamiento más importante y el transporte en masa, al menos parcial, de Cudia Enchaf; pero

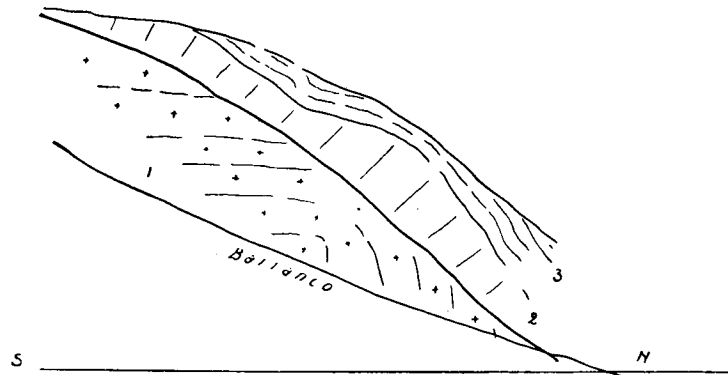


Fig. 9.—Discordancias en el torrente de Adeldal.
1, dolomía; 2, caliza maciza; 3, bancos calizos.

este cabalgamiento es poco probable dado la forma de presentarse el terreno en el corte del río Bu Zlef.

Es interesante hacer constar que en estos parajes el Flysch parece transgresivo sobre la dolomía, por lo menos localmente. No hemos visto hacia Iyuyatzen que existan intercalaciones calizas entre las dos citadas formaciones, o al menos si existen

deben tener un espesor muy reducido. Se encuentran, por otra parte, accidentes mecánicos no bien conocidos.

Si se atraviesa el barranco a la altura de Iyuyatzen se encuentra aguas abajo de Sidi Soliman un banco de calizas con buzamiento al Norte y cortando en bisel las dolomias. Esta disposición hace pensar en una transgresión después de un episodio orogénico de edad antiliásica, pero como en ningún sitio de la cordillera se ve cosa parecida, lo atribuimos a un contacto mecánico.

Las calizas se prolongan lateralmente en la ladera de Dahar Chudar y forman la base del Flysch sobre el que a su vez descansa el testigo en cuña del Dahar. Las calizas se levantan oblicuamente hacia el Noreste. Aguas abajo se observan lajas que por su facies parecen triásicas o rhetienses, debajo de unos 100 metros de espesor de dolomias subordinadas a las calizas. En las lajas no hemos podido recoger fósiles.

Describamos ahora la región hacia Sidi Soliman. Nuestra figura (capítulo X) representa el corte de la serie imbricada al Sur de Dahar Chudar. Esta disposición continúa a la altura de la mezquita. La dolomía del alto es aquella que se presenta en la base de la prolongación del monte de cota 1.580.

Con todo esto sacamos en consecuencia que el nummulítico de conglomerados pegado a calizas y Flysch rosáceo de Sidi Soliman, es la continuación de aquel del substratum de la cuña de Dahar Chudar, es decir, del que nosotros consideramos autóctono. Es también este nummulítico el de Adeldal y el que se puede seguir por el barranco que desciende de Cudia Cheus a todo lo largo del pie de la montaña de cota 1.500. La pequeña imbricación que se dibuja en el transversal de Matzen no es más que un accidente de detalle.

E.—Conclusiones a las anteriores partes de este capítulo.

Aunque con accidentes por sus contactos Noreste y Suroeste, el Flysch de Adeldal constituye sencillamente un pelizco en sinclinal.

Aparte de las imbricaciones provocadas en Beni Mhamed, accidentes análogos se manifiestan, de una parte, en el autóctono, y de otra, en Adeldal, en la vertiente de Yebel Agbrod, donde existe la gran falla oblicua al Oeste de la montaña de altura 1.500.

La disposición parece normal en estos parajes y nos condujo en 1930 a la deducción de que esta parte de la cordillera era autóctona. Lo confirman la posición regular de la sierra Agbrod-Axefaha, y el aspecto general de las dolomias del Faz correspondiendo a una serie de apariencias normal y sin arrastres.

Los corrimientos, o mejor dicho, la terminación actual de la hoja-testigo se colocaría hacia Sidi Soliman; desde este punto la serie dolomítica y caliza parece ser autóctona. Sólo la posición del paleozoico que se apoya contra ella en la parte interna de la cordillera da idea del sentido y de la importancia del empuje principal.

F.—El borde externo de la sierra, de Sidi Fetoh al cañón del río Buhia.

Conoce el lector por nuestro esquema general y por diversas notas la encorvadura de la cordillera en estos parajes. En planta esta encorvadura es debida a la desaparición de al estribación que hacía de avanzada y que está representada

por la terminación periclinal de Sor el Medina. Más al Este de este punto es la caída de la cumbre del Yebel Agbrod la que limita la cordillera caliza.

Veamos la constitución de los terrenos que forman el borde de la cordillera. Si partimos de Faz de Adeldal y nos dirigimos hacia Asifan se pasa junto a las dos colinas donde hemos observado capas verdosas y bancos estrechos que recuerdan el Triás. Pasados algunos barranquillos se llega al collado que separa la cuenca del río Asifan de la región deprimida del Faz.

Tres poblados ocupan el valle de Asifan, de aguas arriba a aguas abajo: Taria Seflia, Taria Fokia y Asufan. Existe además otro no lejos de la confluencia de este torrente con el río Buhia.

Calizas formando anticlinal constituyen el collado de Taria. Al Norte se las ve enclavarse en las dolomias (1 y 2) (fig. 10) y al Sur descienden rápidamente, sirviendo también de apoyo a las dolomias (4).

El espesor del nivel calizo (2) puede ser de unos 50 metros. Hacia el medio un nivel de lajas amarillas con vetillas blancas

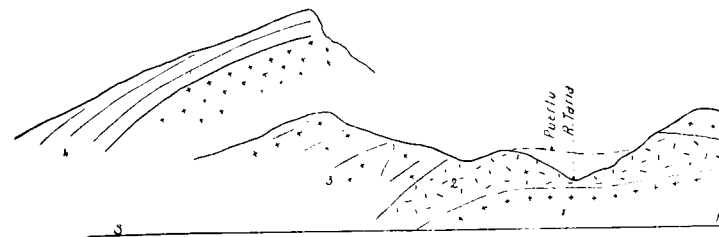


Fig. 10.—Corte por el collado de Taria.
1, dolomias; 2, calizas pasando a dolomias; 3, calizas; 4, dolomias.

forma como culebrinas y evoca, desgraciadamente sin fósiles, al Triás. En el sitio de nuestro corte las calizas pasan a dolomias en la parte superior.

La serie dolomítica buza hacia el Sur unos 45 grados, después se empina a 60 grados. El collado está aún consti-

tuido por dolomia, pero las cumbres de la sierra tanto al Este como al Oeste están formadas por bancos calizos que buzan hacia el Sur. Esta serie prolonga con regularidad la de la ladera de Yebel Axafaha.

Las capas calizas hacia Iguenduzetz tienden a verse suavemente sobre el Flysch externo y pasan al Este del co-

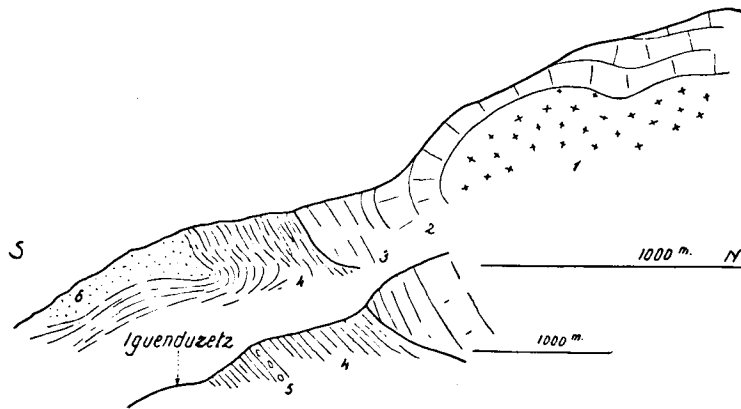


Fig. 11.—Cortes por Iguenduzetz.

1, dolomia; 2, calizas inferiores, Trias (?); 3, bancos calizos del Lias; 4, Flysch; 5, caliza con fauna del eoceno superior; 6, arenisca roja del Flysch.

llado constituyendo el pico de cota 1.500 metros y se prolongan unos cinco kilómetros más hacia el E.-NE.

La serie caliza domina al Norte el valle de Taria-Asifan, presentándose serie y valle en dirección paralela, pero después del collado el anticlinal se pierde y sólo se ve aparecer la caliza en posición baja en las vertientes que forman el valle. Parece que un sinclinal se dibuja, y para lo que sigue le designaremos con el nombre de sinclinal de Asifan.

Este sinclinal va a constituir hacia el Este un fondo de barco donde la erosión ha respetado trozos terciarios y en donde hemos encontrado retazos del paleozoico.

La cumbre de cota 1.500, en lugar de corresponder a la

rama meridional del pliegue está constituida por el pliegue mismo. Y el extremo de la sierra está formado por la terminación periclinal de este accidente hacia el Este.

En el borde Sur hacia Iguenduzetz hemos observado una tendencia de la caliza que forma el pliegue a verse sobre el Flysch. Este nummulítico se eleva aquí a 1.000 metros de cota. Bajo derrubios que enmascaran algo la ladera de la montaña se ve este terciario hasta el pie de la misma situado 300 metros más abajo.

En el sendero que sigue poco más o menos el contacto de caliza y nummulítico hacia el Este se ven intrusiones de Flysch en el jurásico en diversos puntos y además contornea

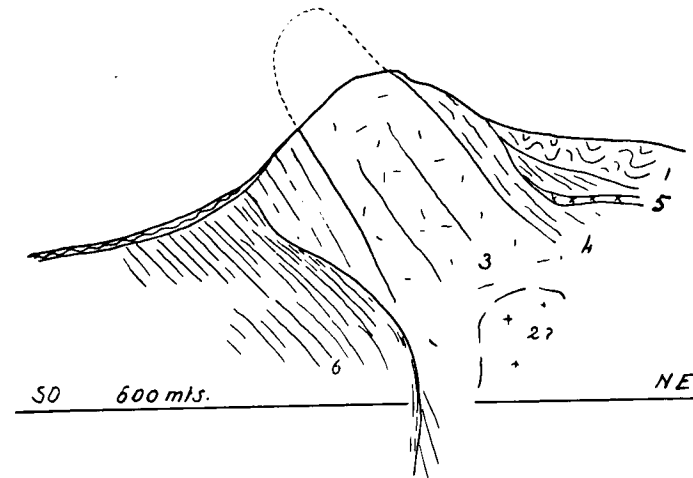


Fig. 12.—Corte según la extremidad oriental del pliegue del monte de cota 1.500 metros.

1, paleozoico; 2, dolomia (invisible); 3, caliza maciza; 4, bancos calizos; 5, pudinga nummulítica; 6, Flysch.

la terminación oriental del pliegue. Esta terminación es complicada y una parte de los contactos están ocultos por los derrubios.

Se observan en el sendero una serie de bancos calizos

buzando de 35 a 40 grados al Norte y más adelante una cuña de pudinga nummulítica. La caliza de la cumbre se sigue hacia el pie de un modo muy incompleto a causa de estar cubierta por derrubios. Se encuentran calizas al Noroeste del Azib de Ben Daued cerca del sendero y también al Suroeste de este Azib no lejos del Buhia. Estos retazos con buzamiento Noreste son los únicos testigos visibles secundarios, pues en lo demás sólo se observa: ora Flysch, ora derrubios y travertinos.

Si se sigue el camino superior a partir de estos parajes, se pasa sobre el Flysch durante algunos hectómetros y se llega al paleozoico que forma un extenso asomo del que nos ocuparemos más adelante.

Si subimos a partir del sendero hacia el Oeste nos encontramos primeramente con una masa de derrubios que producen

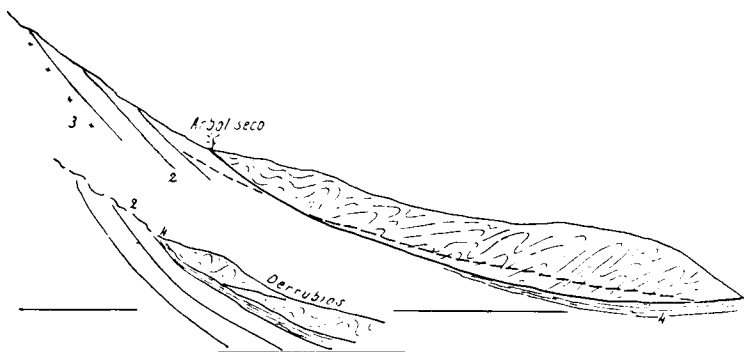


Fig. 13.—Contacto del paleozoico al Norte de la cumbre de cota 1.500 aguas arriba de Agna.
1. paleozoico; 2. bancos calizos; 3. dolomias; 4. Flysch.

formas suaves en la topografía de una zona bastante extensa de la ladera de la montaña.

Un poco de secundario reaparece bajo el Flysch, localmente en un espigón.

En medio de los derrubios aparecen el Flysch y el permotrias, y aguas arriba de Agna se alcanza el borde de la gran

masa paleozoica de Asifan. Se encuentra ésta apoyada contra la dolomia que buza con más de 50 grados al Norte.

No se observan calizas entre la serie cabalgante y la dolomia, pero para comprender la estructura de la cordillera caliza es muy importante fijarse en la inclinación que presentan las capas que parecen marcar un pliegue anticlinal.

En la cumbre, junto a un árbol seco, que se destaca bien en el terreno, se sigue con la vista el contorno del paleozoico, que se extiende por el Norte hasta el propio río, al cual aparece yuxtapuesto el permotrias (bien entendido que no está superpuesto).

En esta parte occidental el paleozoico se superpone a la dolomia, y en cambio, en la oriental, es decir, hacia Aunat se apoya en el Flysch. Se encuentra este último hasta el Mnizra.

En el corte de la figura 14 se ve que encima de la escuela un espigón de primario y de permotrias domina y se superpone al Flysch aplastado. Se observa un poco de permotrias típico con areniscas encima que deben ser sin duda de la misma edad.



Fig. 14.—Corte según la escuela de El Mnizra.
1. paleozoico; 2. permotrias; 3. arenisca; 4. Flysch.

En Tasemurt, hacia el Norte, calizas sin duda antiguas se apoyan sobre el paleozoico no metamórfico. Ellas, a su vez, soportan dolomias de aspecto triásico.

Hacia el límite Oeste el permotrias se apoya contra las calizas que forman espigón que avanza en el valle y se ex-

tienden hasta los aluviones. Les acompañan calizas con sílex localmente trituradas. Ya en las cercanías de la mezquita de Sidi el Hach Safi volveremos a encontrar el primario que será motivo de estudio en líneas posteriores.

G.—Parte alta del valle.

El asomo primario que ocupa hacia Asifan la parte ancha del valle no se extiende hacia aguas arriba. En la margen del Sur se observan series calizas inclinadas al Norte que determinan espigones y en la del Norte los paquetes calizos buzan al Sur y hacen resaltar la posición de las capas.

No hemos podido hacer ninguna verificación estratigráfica en este territorio, pero en un barranco se presentan terrenos cultivados bastante fértiles, que por esta circunstancia y por su aspecto parecen indicar la existencia del Flysch, pero no hemos visto en la base de la montaña de cota 1.500 otra cosa que acumulaciones de arenas pulverulentas dolomíticas.

Sólo a grandes rasgos conocemos la vertiente Norte de este valle de Asifan. Parece constituido casi exclusivamente por dolomias. Sólo asoman bancos calizos al Oeste del barranco que desemboca en el valle, formando un precioso cono de deyección y sobre el cual se asienta el morabito de Sidi el Hach Safi. Un espigón muy pronunciado avanza al Suroeste entre el barranco y el valle principal. Mientras que en la cumbre se presenta la dolomia, en la vertiente sobre el valle se apoya una potente masa caliza de bancos alabeados y en conjunto buzando al Suroeste. Nos faltan datos para relacionar este asomo con otros análogos.

H.—La masa corrida.

De la extensión de esta masa paleozoica ya nos ocuparemos. En su constitución entran sobre todo areniscas micáceas y grauvacas del paleozoico no metamórfico. Sólo en algunos sitios, como al Sureste de Asifan, cumbre de la parte Norte del valle y espigón al Norte de Tasaht, algunos bancos de calizas alabeadas, son en ellas pellizcadas. En el espigón al Norte de Tasaht aparecen también en la misma forma que las calizas las filitas color de humo.

En las proximidades del sendero que sigue la cumbre del cordal que separa los ríos Asifan y Zauia de Abdelasis aparecen también conglomerados color púrpura análogos a los de Cudia Federico. También se encuentran pizarras filitosas.

Esta masa paleozoica del Norte de Tasaht se relaciona por el Norte con la del cordal del Zoco del Jemis de Beni Selman, pero en esta última región se presenta mucho más paleozoico metamórfico. Los elementos de este paleozoico metamórfico que se encuentran al Sur del río Zauia se presentan como pellizcados en términos menos antiguos, hallándose a menudo en puntos elevados, es decir, probablemente en posición anormal.

No pudimos apreciar si esta disposición del primario metamórfico es anterior a los cabalgamientos terciarios, es decir, motivada por conmociones antiguas o si fué producida por los empujes alpinos. En la parte frontal de la masa se encuentra el paquete de areniscas, pizarras y conglomerados rojos de las cercanías de Asifan y que pueden ser referidos al permotrias; es el único afloramiento un poco extenso de esta formación que hemos hallado en este territorio.

De esta masa paleozoica lo importante es su posición. Si se la recorre desde su parte frontal se observa que se apoya

unas veces sobre las calizas y otras sobre el Flysch y que lo hace con buzamiento al Norte contra la ladera septentrional de la cumbre caliza de cota 1.500 metros. Forma también esta masa una buena parte de la vertiente Norte del valle y corona el cordal que separa éste de la del Zauia de Sidi Abdelasis. Por consiguiente, esta masa paleozoica tiene un contacto anormal. Ventanas de dolomia aparecen bajo ella y los contornos son por completo característicos.

Si se sube por el sendero de Asifan al Jemis de Beni Selman se encuentra el primario desde la salida del citado cono de deyección de Sidi el Hach Safi, pero más adelante, en la vertiente Norte del barranco afluente, se encuentra el contacto muy empinado con la dolomia. Esta última roca se sigue hasta la cúspide. La cuenca de captación de un barranquillo que nace al Este del espigón situado al Noreste de Iguarain nos muestra un bonito ejemplo de una pequeña ventana de dolomia.

En la parte elevada de la vertiente, al Norte de Asifan, aparece el primario, pero deja ver las dolomias socavadas en el congosto del río Asifan. El contacto se le ve elevarse obli-

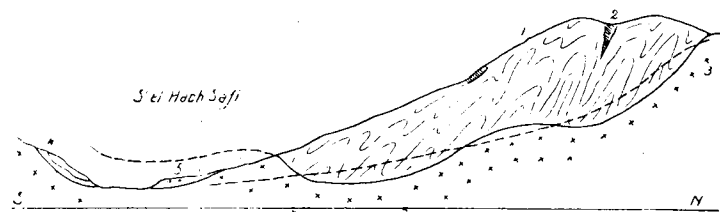


Fig. 15.—Corte por Sidi el Hach Safi.
1, paleozoico; 2, calizas alabeadas; 3, dolomias; 4, bancos calizos aplastados; 5, aluviones.

cuamente hacia el Este y sólo en el alto se observa un pequeño pellizco primario frente a Agna. Un último pequeño retazo paleozoico aparece colgado en el alto de la cumbre que domina la hoz del Buhia.

Si la superposición del primario a la dolomia es cierta y clara, hay detalles en el contacto bastante complejos.

Así en el camino de Tasaht a Asifan se observa (fig. 16) debajo del primario que culmina a 1.100 metros calizas aplastadas hacia la cota 800 metros, pero por debajo de estas vuel-

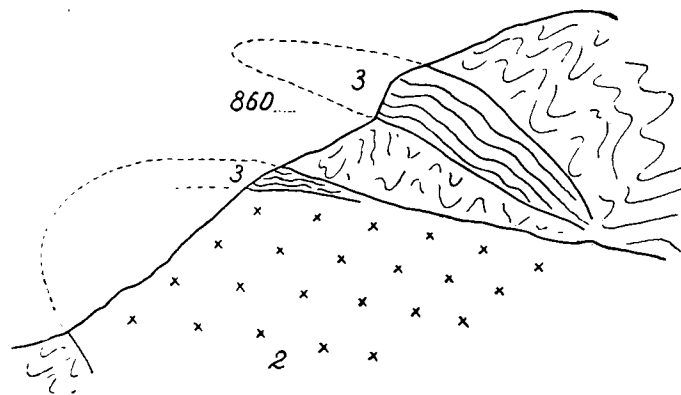


Fig. 16.—Corte de la cumbre frente a Agna.
1, paleozoico; 2, dolomias; 3, calizas aplastadas del rhetiense.

ve a aparecer el paleozoico no metamórfico. Por su facies estas calizas aplastadas parecen infraliásicas; pero también pudieran ser paleozoicas.

Por bajo de la faja inferior del paleozoico se presentan calizas liásicas aplastadas, pues la serie dolomítica sigue sin anomalías hasta el pie de la montaña. Pero aquí precisamente aparece otra vez el paleozoico.

Por todo lo que acabamos de indicar parece claro que la masa paleozoica corrida se presenta en sinclinal en el valle de Asifan. Aquí el detalle tectónico que acabamos de señalar indica una inversión de la rama Norte, o si se quiere del anticlinal que corresponde al cordal entre los ríos Asifan y Zauia. Las cosas se complican más hacia el Este.

Frente a Taurart se presentan calizas en placas con buzamiento al Sur que se superponen a la dolomia. Parecen nor-

males, pero un barranco que socava estas capas pone de manifiesto una faja N.-S. de Flysch que parece acuñada bajo las calizas.

Sólo la dolomia asoma en la parte de la ladera que está encima de los accidentes indicados. Pero la hoja de arrastre

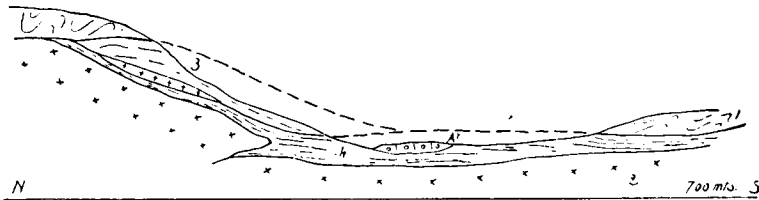


Fig. 17.—Interpretación de los accidentes según el perfil N.-S. a lo largo del barranco.

1, paleozoico; 2, dolomias; 3, bancos calizos; 4, Flysch; At, tobas.

primaria ha recubierto toda la cumbre y parece necesario interpretar esta disposición como resultado de una viruta secundaria en la base del paleozoico corrido. El Flysch se sigue por todo el valle oculto en grandes superficies por potentes travertinos cuaternarios.

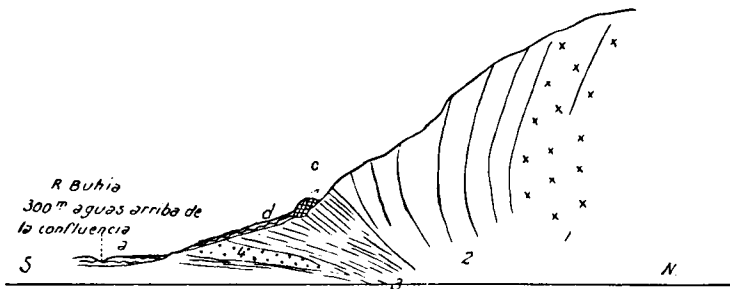


Fig. 18.—Corte del espigón que separa los ríos Asifan y Buhia. 1, dolomias; 2, bancos calizos; 3, Flysch; 4, areniscas del Flysch; c, calizas hundidas formando un gran bosque aislado; a, aluviones; d, derrubios.

Al Este de este accidente se encuentra el espigón que separa los ríos Asifan y Buhia y que domina su confluencia. Los bancos calizos buzan al Suroeste en su parte occidental

y al Sur frente a la confluencia. La prolongación de estos bancos al E.-NE. alcanza el río Buhia y aun más hacia el Este, donde son tajados por el río en una profunda hoz. El nummulítico, que se expansiona grandemente en la parte Suroeste del valle del Asifan, continúa hacia el Este hasta la zona periférica del Flysch.

Bajo este Flysch se hunden los muy empinados bancos calizos del Lias. Localmente en el contacto se vierten un poco. Calizas emergen del nummulítico en el alto de la parte ter-

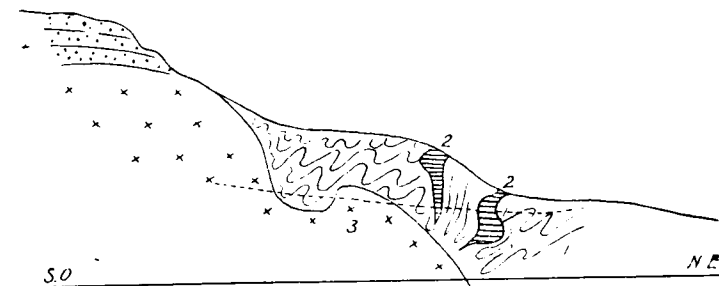


Fig. 19.—Corte según la ladera septentrional del cordal de Asifan. 1, paleozoico; 2, calizas alabeadas; 3, dolomias; 4, bancos del lias.

ciaria del espigón (c, fig. 18) y no sabemos si corresponden a un bloque arrastrado o si se debe su existencia a un accidente tectónico.

Antes de seguir hacia el Este estas masas y sus contactos, conviene seguir ocupándonos del asomo primario. Existe un pequeño testigo en la cumbre de la montaña de cota 1.100 metros que domina la garganta del río, pero hasta el collado del camino de Tasaht no se encuentra el borde de la gran masa primaria que se une con la del valle del Asifan. En este sitio el paleozoico corona la cumbre. Desde el Norte de ésta, baja dicho terreno en dirección de Tasaht encima de las dolomias y los arroyos que socavan a uno y otras originan contactos de contornos caprichosos entre esas dos clases de terrenos.

La sierra es cortada hacia el Oeste por el sendero de Asifan al Jemis de Beni Selman. Un socavamiento en el primario descubre la dolomia hasta muy cerca del collado en donde afloran las masas muy sinuosas de calizas alabeadas. El primario corrido se presenta un kilómetro hacia el Oeste de este collado. Se sigue el borde de este terreno en un pequeño barranco que desciende al Norte hacia el monte de cota 1.180 cerca de un Azib. Desde Sidi el Hach Safi la línea traza del límite es casi N.-S. Las calizas alabeadas se presentan hacia el Azib y en las cercanías de la cumbre.

Todo el terreno al Oeste de la línea límite del primario está constituido por dolomias de la serie normal muy caprichosamente derrubias. Se unen con las de Faz de Adeldal. No hemos hecho allí observaciones de alguna precisión. Desde la cúspide de esta sierra hay una preciosa vista del cabalgamiento del primario. Este forma toda la cadena montañosa hasta el río Zauia de Sidi Abdelasis.

Este torrente en la parte situada al Oeste de la sierra socava profundamente la serie dolomítica que sostiene la cubierta paleozoica. Esta superposición es puesta bien de manifiesto por los salientes de los espigones y los entrantes de las hondonadas. Un pequeño asomo aislado corona la parte más avanzada del espigón que separa, al Norte, el río Zauia y los barrancos de Beni Selman.

Corresponde la dolomia de este espigón a la que forma la base del macizo de Cudia Enchaf. Se ve a esta dolomia buzar al Norte bajo la potente masa paleozoica que forma el cordal del Zoco del Jemis de Beni Selman. El contacto pasa al Norte del congosto de un arroyo orientado E.-O. y cerca de Isekifen, que es dominado por las suaves y cultivadas laderas formadas por el primario. Toda la serie que forma este terreno sufre una inflexión hacia el Oeste.

Desde la unión del arroyo de Beni Selman y de Zauia una

faja o puente paleozoico une al primario que acabamos de describir con el que constituye el monte de cota 1.100. La serie desciende aún al Este y forma no sólo la larga arista que termina en el Buhia, en la Zauia de Axab, sino también el espigón que está enfrente y al Sur del río Zauia.

La dolomia reaparece en este sitio a un kilómetro al Norte de Tasaht, donde hemos dicho que las calizas alabeadas se extienden bastante. Forma una estrecha faja en escarpa con orientación al Noreste y termina en una ventana a 1,5 kilómetros aguas arriba de la confluencia de los ríos Buhia y Zauia.

Este impresionante avance de la masa primaria sobre el zócalo de dolomias secundarias hace que se una con el paleozoico de la zona interna del Rif a través de la región de Yemaa Tainza y longitudinalmente con aquel que se apoya en la vertiente Noreste de Cudia Enchaf y que es el mismo que cabalga sobre Yebel Tazaot. Nuestro mapa permite ver bien y al detalle esta disposición.

Es interesante hacer constar que en esta masa paleozoica existen formaciones muy antiguas. El espigón de Zauia de Axab está formado de filitas color de humo, y éstas, hacia el Norte y hacia el Este, toman gran importancia.

El estrecho asomo de paleozoico que forma este espigón avanzado hacia el Sur sólo por la erosión está ahora separado de las grandes superficies de primario que se extienden al Este del río Buhia. El río ha tajado transversalmente el paleozoico y su substratum dolomítico. Esta hoja de arrastre la volveremos a encontrar al Este del desfiladero donde nos presenta un corte precioso para comprender la constitución del substratum autóctono o que hemos tomado como tal.

El gran avance del contacto anormal hacia el Norte se puede observar en planta sobre el mapa que acompañamos a este trabajo. En definitiva, la dolomia se extiende en profundidad muy lejos hacia el Norte.

I.—Región de Budkek.

Hacia 500 metros al Noroeste de la Zauia de Abdelasis está situado el límite Norte del asomo dolomítico acabado de estudiar. Más adelante las laderas del valle del Buhia están constituidas por paleozoico más o menos metamórfico, pero se presentan aún afloramientos dolomíticos más al Norte.

En 1930 habíamos observado en la ladera oriental del cor-

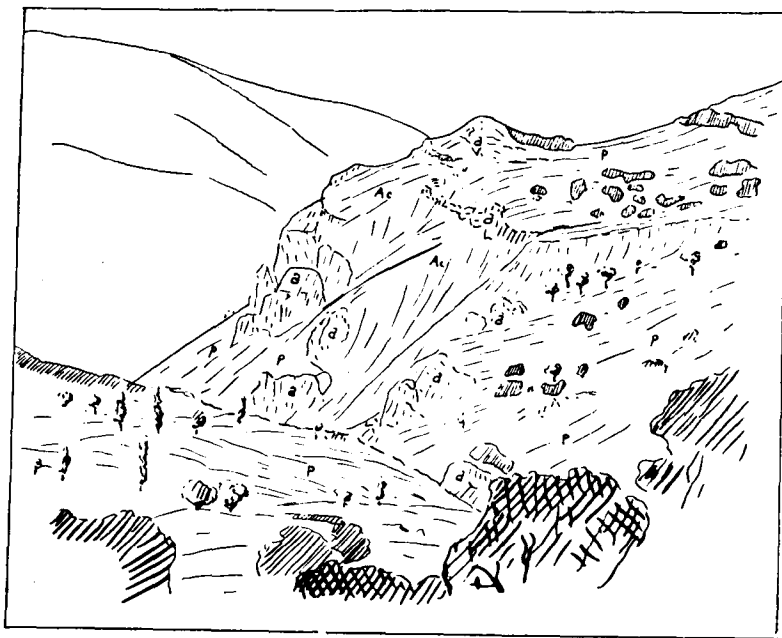


Fig. 20.—Croquis del gran tajo de Budkek.
P, paleozoico; d, dolomias.

dal del Jemis de Beni Selman unos tajos cortados a pico que desde lejos lo mismo podían ser cuarcitas que dolomias. Pero ahora hemos podido hacer su estudio.

Si descendemos del cordal del Jemis por el sendero de Bud-

kek se observa que la parte alta de dicho cordal está constituida por el paleozoico y que las diversas barriadas del referido aduar se asientan en una zona menos inclinada. Mas precisamente debajo de las casas de este poblado asoma la dolomia formando escarpas de 200 metros de altura y cuya base aparece en el fondo del valle del Buhia un poco aguas arriba de la confluencia de este río con el del Jemis. Este afloramiento dolomítico se prolonga también por la margen derecha del desfiladero del Buhia, donde parece que el primario complejo (cuyo estudio de detalle queda por hacer) cubre la dolomia.

Si se observa a distancia el tajo de Budkek se ve que la dolomia se levanta hacia el Este y adelgaza envuelta en las masas paleozoicas. En verdad, en la dolomia no se aprecia la existencia de charnelas, pero parece como que forma un sinclinal acostado.

El contacto se complica en la vertiente oriental del río. Se puede ver una cuña dolomítica separada de la masa principal por depósitos primarios. Es muy posible que existan otros pequeños asomos en la margen izquierda. Hacia aguas arriba del río las masas dolomíticas se soterran bajo el primario.

En contraposición entre los ríos Jemis y Buhia se observan las dolomias encima del primario más o menos metamórfico.

Se nos ocurren dos interpretaciones que sólo observaciones posteriores permitirán decidir entre ellas. Según una interpretación, las dolomias de Budkek se unen lateralmente a aquellas que forman la serie que culmina sobre el paleozoico en el espigón que separa los dos citados ríos y que soterrándose hacia el Oeste dan lugar a una división en dos hojas de la serie paleozoica corrida.

Según la segunda interpretación, las dolomias de la cima son elementos de la cubierta normal del paleozoico y descansan sobre el mismo y las de Budkek representan la charnela en la raíz de la serie que hemos visto aparecer bajo el paleozoico

más aguas arriba, en las proximidades del Buhia. Sin duda esta interpretación se aproxima más a lo que resulta de las observaciones en el propio terreno.

Al Norte de estos asomos en las regiones más internas, la serie primaria es muy metamórfica y aparece el gneis que forma el alto monte donde existe el santuario de Sidi Abmed ben

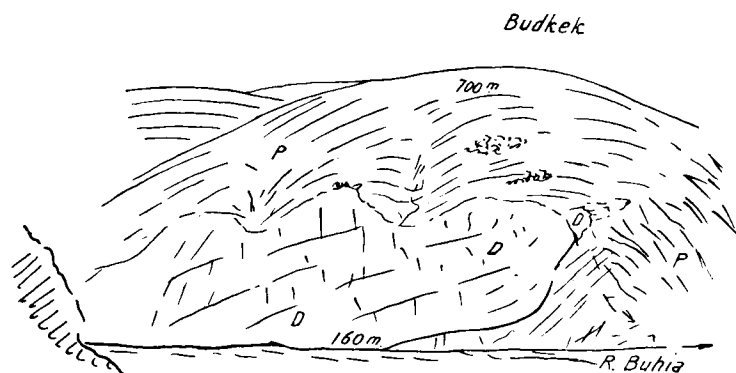


Fig. 21.—Situación de los contactos en el tajo de Budkek. P, paleozoico; d, dolomias; Ac, derrubios.

Filali, monte que forma parte de un bello macizo costero que llega a la altura de 1.000 metros. Este macizo, con el Hacho de Ceuta y Cabo Negrón constituyen los elementos más antiguos, más profundos, más metamórficos de la sierra rifeña. Nosotros, a pesar del desplazamiento hacia el Norte, lo suponemos autóctono.

Considerando la proximidad de esta masa a los afloramientos dolomíticos de Budkek y a los que atraviesan el río El Jemis, no creemos exista una gran extensión de arrastre entre dicho macizo antiguo y Budkek. O sea, que la distancia que separa el asomo de Budkek y el extremo frontal del paleozoico al Sur, hacia Bab Ziat, medirá poco más o menos la amplitud actual del recubrimiento del paleozoico sobre el secundario. Se puede suponer que esta amplitud es de unos 15 a 18 kilómetros.

J.—Resumen.

La parte de la Cordillera del Rif objeto de este capítulo desde el punto de vista estratigráfico es monótona y pobre en asomos que nos puedan servir de referencia. Las dolomias ocupan en este trozo la misma posición que más al Noroeste.

Sólo hallamos dos asomos de aspecto triásico de referencia muy incierta, pero que nos atrevemos a asignarles esa edad a causa de las observaciones que hemos hecho en la parte oriental de la cordillera. Son estos afloramientos: el del collado de Taria y el del collado del Faz.

Encontramos el rhetiense aproximadamente a la cota 1.500 al Oeste del Adeldal, probablemente en el alto de la última hilada dolomítica del collado de Faz de Adeldal en donde se halla el yacimiento del monte de cota 1.375 y en los bancos delgados subordinados al horizonte de *Rhynchonellina* de Cudia Enchaf.

Como representación de bancos secundarios, a más de las dolomias podemos presentar las calizas bastante potentes encima del rhetiense de la sierra de Yebel Agbrod a Yebel Axefaha, que hacen suponer corresponden al Lías. En la parte exterior de la cordillera se verá más adelante (en capítulo aparte) que existe el Flysch negro o secundario.

No presenta novedades el Flysch en esta parte de la cordillera; en el corazón de la sierra existen los mismos niveles de siempre: conglomerados a no dudar lutecienses, eoceno superior hacia Adeldal y en el sinclinal de Asifan. En el borde externo hemos hallado el luteciense en el contacto con el secundario hacia Sidi Fetoh y en Amatras (detrítico) y el eoceno

superior en Iguenduzetz. La facies de estos asomos es la misma de siempre.

Cerca del Had de Beni Derkul la cordillera se estrecha a consecuencia del soterramiento del pliegue externo. Las partes internas forman un sistema complejo de ondulaciones; pero de un modo esquemático se puede suponer formada a la cordillera por una amplia bóveda anticlinal con un pellizco sinclinal muy agudo en la parte próxima a Adeldal.

Se puede considerar este pellizco sinclinal, aun no bien estudiado, como terminación de la parte sinclinal de la hoja de Tazaot que, según ya hemos indicado, está cuajada de imbricaciones en Beni Mhamed.

A no tener en cuenta el resto de la cordillera, vemos que la vasta bóveda anticlinal se rompe en Cudia Enchaf y forma la rama Suroeste caída la serie de picos existentes entre Tirina y Axefaha. Si al Noroeste el contacto de este secundario con el Flysch del arroyo Amatras es anormal, es regular y normal desde Yebel Agbrod.

En 1930 hicimos un corte por el Faz de Adeldal que corresponde a partes anticlinales normales y nada nuevo tenemos que añadir. Se ve claro que la serie secundaria está en su sitio.

Se observa hacia el Este la interesante encorvadura de la cordillera hacia el E.-NE. Una arruga sinclinal se señala desde las cercanías de Taria que divide longitudinalmente la zona caliza dolomítica en dos pliegues, uno externo y otro interno, ambos con ondulaciones complicadas de detalle.

En esta parte el secundario se limita de la zona de Flysch de un modo normal, pero hacia Sidi Fetoh y El Jemis la desaparición del jurásico bajo el Flysch es lo corriente. Pero a partir del transversal a la sierra por Iguenduzetz el pliegue externo se afila y se hunde. Su borde externo se vierte formando tajos locales y bruscamente se termina al Este sin atravesar el valle del Buhia.

Al Norte el sinclinal que limita este pliegue se completa con Flysch, dando así más individualidad al anticlinal colindante. Esta disposición es la misma que la que existe en la terminación del pliegue Yebel Lexchab-Cudia Sor el Medina y en el desarrollo del sinclinal más interno del río Amatras.

El hundimiento, la desaparición de los anticlinales es rápida en ambos casos. En la que ahora estudiamos se saca la impresión de un desgarramiento parcial del pliegue que reduce su rama externa a algunos retazos de caliza jurásica en posición muy empinada. En ambos casos también las masas corridas vienen a descansar en el seno del sinclinal del Flysch. Pero mientras que en el Megueisa el testigo es calizo y dolomítico y está reducido a un retazo colgado muy alto, en el sinclinal de Asifan descansa sobre todo el frente de una hoja muy potente de paleozoico que aplasta y cubre al terciario. El otro anticlinal más interno, individualizado a partir de Taria, está en parte envuelto por este primario. Su rama Norte, prolongación del secundario de Cudia Enchaf, desaparece parcialmente bajo esta hoja.

Para explicar esta disposición se hace preciso concebir movimientos por lo menos en dos tiempos diferentes. Primero se debió producir el transporte en masa sobre la masa secundaria y terciaria de la formación autóctona, y después sobrevenir el plegamiento que ha dado lugar a los dos anticlinales.

Otra nueva reducción de la zona caliza se debe a la terminación del anticlinal más externo. Su continuación al Este está muy enmascarada por las masas cabalgantes. Es el más interno de todos estos accidentes y, con su cortejo de repliegues, representa la prolongación muy adelgazada del zócalo del Tazaot y de la Cudia Enchaf.

Se observa con toda claridad a distancia el cabalgamiento del primario, pero éste, por su naturaleza, por la facies de sus grauvacas y areniscas y por su morfología asemeja mucho al

Flysch. Esta analogía fué causa de que en 1930 nos impidiera dar cuenta de la existencia de este cabalgamiento, aunque habíamos apuntado la posibilidad de que existiera.

Hicimos también entonces resaltar la desaparición al Este, en túnel, de un anticlinal dolomítico bajo series aparentemente paleozoicas en la ladera oriental del desfiladero del Buhia. Se trata del pliegue al Sur de Asifan. Se verá más adelante que esta observación está en un todo confirmada.

¿Cómo se terminan, pues, los pliegues de El Had y de Asifan? Es difícil contestar. El aspecto exterior y las vistas de avión dan una excelente impresión de soterramiento, pero accidentes periféricos llevan al observador a confusiones. Por otra parte, los contactos, la extensión del Flysch negro dan la impresión, al examinar el mapa, de que estos pliegues en realidad son masas cabalgantes acuchilladas en su base.

Creemos en la raigambre de estas masas. Tal vez estiramientos y un cierto diapirismo les hayan afectado. Esto es lo que hemos querido expresar en nuestros dibujos.

CAPITULO XIII

LA CORDILLERA DESDE EL RÍO BUHIA A PUNTA PESCADORES

CAPITULO XIII

LA CORDILLERA DESDE EL RÍO BUHIA A PUNTA PESCADORES

(Lámina VI)

A.—Examen de conjunto.

Hasta la publicación de este trabajo la parte de la cordillera objeto de este capítulo ha sido poco estudiada. En 1930 hemos hecho un recorrido rápido y hemos confundido el Flysch con el primario. En 1931 hemos distinguido algunas de sus líneas directrices tectónicas y en 1932 pudimos ya dar una idea de las relaciones de esta zona con todas las demás del Oeste. En posteriores estudios hemos podido dilucidar algunas cuestiones que sometemos a la consideración de nuestros lectores.

La cordillera en esta parte es orográficamente estrecha y está cruzada por una serie de valles transversales con dirección submeridiana. Se ha visto que en el desfiladero del Buhia están socavadas las dolomias. En el exterior reina como siempre el Flysch, complejo cretáceo y nummulítico. La anchura de la zona caliza queda reducida a 4,5 kilómetros y está limitada por el Norte por la serie primaria que se vierte y desborda sobre ella, que corona las cumbres y que avanza bastante hacia el Sur.

Las dolomias desaparecen en túnel bajo el primario que

forma la cumbre del cordal comprendido entre los ríos Buhia y Jemis. Este segundo río, que corre paralelamente al primero, se inflexiona hacia el Noroeste para unirse a aquél hacia el Este de Aguilan. Nos ofrece en su valle un corte de la serie dolomítica desaparecida bajo el primario. Este último terreno, con complicaciones de detalle, continúa hacia el E.-NE. y se presenta transversalmente a la cresta que separa la cuenca del Jemis de la del Mter.

El desfiladero de este río permite hacer un nuevo corte de la serie dolomítica que sirve para unir y coordinar diversos accidentes.

Entre los ríos Buhia y Mter la masa primaria avanza como de dos a tres kilómetros más al Sur que el límite meridional de los pliegues dolomíticos. Mas desde el congosto del Mter las formaciones calizas y dolomíticas se presentan empinadas y no parece sean ya más cabalgadas por la zona primaria. Constituyen una serie de crestas estrechas alineadas en dirección de Punta Pescadores.

El Uringa, cortando normalmente los pliegues, nos muestra en el macizo de Ihannachen y en su prolongación diversos accidentes de interés.

La serie caliza termina en Punta Pescadores. En una zona a unos 1 ó 1,5 kilómetros de este sitio, al Sureste de Puerto Capaz, se presentan dispersas algunas masas calizas que cabalgan el Flysch y que dan idea de fuertes dislocaciones. La serie secundaria desaparece en el mar al Este de Punta Pescadores.

Al Norte de esta zona estrecha de la cordillera calizo-dolomítica se presenta el paleozoico. Algunas ventanas nos permiten calcular su cabalgamiento en la región del Buhia, pero a partir de aquí los corrimientos no pueden ser medidos, debido, sin duda, a que sufren una gran reducción.

Si examinamos la vertiente oriental del valle del Buhia desde la cumbre paleozoica podemos distinguir: 1.º Frente al

Este, la gran escarpa dolomítica del desfiladero coronada de paleozoico de formas suaves y en donde se encuentra el puerto de Bab Isogar. 2.º Inmediatamente al Norte de este espigón, un barranco profundo corta la serie dolomítica dibujando un anticlinal cuya charnela y su contacto con la serie primaria superpuesta se coloca aguas abajo del poblado de Dar Mago. 3.º Un segundo espigón dolomítico se dibuja entre este barranco y el de Tamsint. La serie dolomítica desciende hacia el Norte y se soterra bajo el primario según el Tamsint. 4.º La sierrecilla que sigue a este barranco está constituida por el primario y está limitada por el Norte por otro barranco, el Xebka, que no se divisa desde nuestro punto de observación. En el valle de este río se presenta una ventana enfrentada con el arroyo Zauia, de dolomia bajo el primario, que demuestra que la serie antigua no se arraiga según el Tamsint, sino que cabalga todavía más de 2,6 kilómetros al Norte al substratum secundario. La situación de los puntos de referencia es perfectamente normal.

La vertiente de la sierra alineada N.-S., que va desde el Monte Ubra hasta Bab Ziat encima de Utlega, domina por detrás todos los referidos espigones dolomíticos. Está formada esta sierra por paleozoico y la bóveda anticlinal de la dolomia se hunde bajo este primario. Al Sureste, en la ladera más meridional se presenta el Flysch bajo el cual se soterra la rama del sinclinal.

La masa corrida del paleozoico está formada principalmente de areniscas micáceas y pizarreñas del paleozoico no metamórfico, probablemente siluriano. Aparecen tapadas en parte por la maleza algunos pequeños asomos de calizas alabeadas hacia Bab Isogar, en la subida de Utlega a este collado y hacia la cumbre de Bab Ziat. Filitas color humo y de color rosa se observan en las partes altas del cordal, al Norte de Bab Ziat hacia Bab Isogar.

Más al Este se presentan niveles más metamórficos hasta el Ubra. En el respaldo de esta montaña, en Mnisa de Beni Mechar, se presentan de nuevo las filitas color humo, a las que se superponen series más silíceas.

En las proximidades de la ventana de Imedrina, roquedos metamórficos se apoyan en las dolomias, que son las mismas que aparecen bajo el primario de Ain el Hayar. No se sabe si los roquedos son debidos a un metamorfismo de la serie profunda o a la superposición casual de un elemento subdolomítico de la serie corrida, muy particularmente metamorfozido, sobre las dolomias del substratum.

Antes de seguir adelante indicaremos que los materiales de la serie corrida son los mismos que los de la zona paleozoica interna y que hacia el Oeste las partes orográficamente elevadas de la hoja son más bien formadas de elementos metamórficos y antiguos.

B.—La región de Utlega.

En el capítulo anterior limitamos nuestro estudio hacia el Oeste al cañón del Buhia. El camino de Asifan a Utlega atraviesa este río en su confluencia con el Asak y sigue después, con una serie de zigzag, la ladera del Flysch aguas abajo de la mezquita.

El Flysch se extiende hasta el pie del espigón dolomítico. El curso de un barranco que desciende de Utlega pasa aproximadamente por ese contacto.

Las capas secundarias que forman la mayor parte de la masa del pliegue están constituidas por dolomias con un revestimiento de calizas en bancos pequeños. Buzan dichas capas fuertemente al Sur.

El barranco de Utlega se divide en dos a 500 metros aguas

arriba de la confluencia, y uno de ellos, el de más al Norte, continúa aproximadamente el límite de la caliza. El espacio comprendido entre los dos arroyos por encima de su unión está ocupado por derrubios y tierras deslizadas donde se mezclan el Flysch y el paleozoico. El aduar de Amatuar está construido sobre estos derrubios que cubren la montaña en más de 250 metros de desnivel y que llegan cerca de la mezquita de Utlega situada en el paleozoico. A causa de estos enmascaramientos que alcanzan hasta los mismos bancos de caliza, el límite entre el Flysch y el paleozoico no es visible.

Las capas calizas con buzamiento Sur se presentan hasta la cota 900 metros. Entre 800 y 900 pasa la línea oblicua, traza de la superposición del primario al secundario. En el

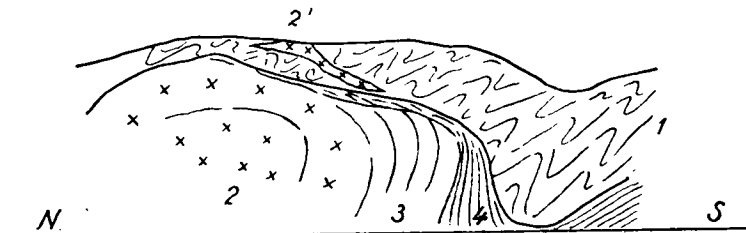


Fig. 1.—Corte esquemático con expresión de las relaciones entre el primario y secundario en Bab Isogar.
1, paleozoico no metamórfico; 2, dolomia; 2', hoja o viruta de dolomia; 3, bancos calizos; 4, Flysch.

contacto se encuentra la caliza, pero más alto, en el espigón, el paleozoico se apoya sobre la dolomia, a la que no se superpone en aquel lugar otro nivel calizo a no ser el pequeño retazo jurásico situado al Sur del mojón geodésico de cota 1.060 metros. En la vertiente los bancos calizos presentan un contacto doblado en rodilla al Sur del primario y la superficie de cabalgamiento desciende hacia el Sur. Las calizas se sotebran localmente aun bajo el primario cerca de la cumbre. En su vertiente Norte, en el terreno antiguo, se encuentran lentejones de calizas alabeadas. El sendero que sube hacia Bab

Isogar corta en dos o tres sitios las dolomias, cuya disposición parece más bien debida a virutas inclinadas mecánicamente en la base del primario, en la proximidad de la superficie de cabalgamiento, que a pequeñas ventanas. En el collado hay un morabito.

Al Norte del collado la superficie de contacto desciende un poco y más adelante avanza hacia el Noroeste sobre el espigón que domina al Sur el barranco Tarmago. Se eleva en seguida

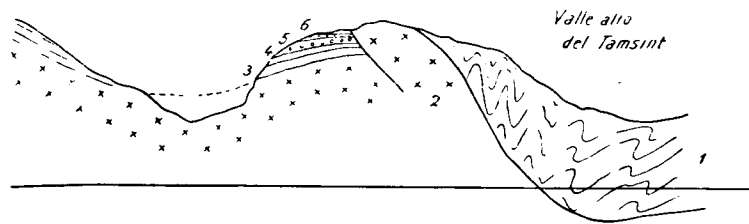


Fig. 2.—Corte del Flysch en el collado entre Dar Mago e Italhaten. 1, paleozoico; 2, dolomía; 3, bancos calizos; 4, conglomerado nummulítico; 5, Flysch rosa; 6, bancos calizos.

rápidamente en la margen de este barranco. El contacto se hace aquí entre el primario y un pequeño asomo de bancos calizos que forman como un cojín de forma lenticular contra la dolomía.

Cerca del contacto el camino corta conglomerados paleozoicos del tipo de Cudia Federico. Por causa de una ondulación de la masa primaria y de su substratum la superficie de corrimiento desciende rápidamente aguas abajo de las casas de Dar Mago, y más adelante se eleva oblicuamente hacia el Oeste en el cordal que separa Dar Mago de Italhaten. El sendero pasa este cordal por un pequeño collado.

El contacto, aguas abajo de Dar Mago, es resaltado en el terreno a causa del Flysch aplastado que se apoya sobre las calizas aquí con muy poco espesor. Se observa la misma disposición hacia el pequeño collado y se puede recoger allí *Nummulites* que indican pertenece dicho Flysch al

eoceno superior. Interpretamos esta disposición como una pequeña imbricación del substratum provocada por la masa corrida.

La superficie de contacto del cabalgamiento desciende para llegar al cauce del Tamsint, en donde hacen su aparición las dolomias. Bajo el paleozoico de la cumbre de Tamsint las dolomias parecen dominar el Flysch.

En la masa paleozoica al Suroeste de Dar Mago hacia la cota 100 y también encima del poblado en las cercanías del sendero que sube al collado al Sur de Ubra, hacia la cota 1.100, se presentan conglomerados rojos del tipo conocido en Cudia Federico. Después del collado, el sendero llega a las partes más metamórficas del primario que forma la cima del Ubra, o sea la cuerda que separa los valles del Buhia y Jemis.

C.—Zona al Sur de Utlega.

Los derrubios de Beni Mansor hemos visto que enmascaran el contacto del paleozoico y Flysch que le es subordinado desde el límite del anticlinal calizo. La maleza más al Sur impide ver la prolongación del contacto. A éste aun se le corta en el sendero que desde la mezquita de Utlega sigue próximamente una curva de nivel hacia el Suroeste.

El camino atraviesa en un principio, cerca de las casas, un barranquillo donde afloran calizas alabeadas que se las cruza en cerca de 500 metros. Después atraviesa un segundo barranco, y en él, no lejos de nuevos paquetes de calizas alabeadas, se encuentra Flysch rojo bajo el primario. Al contacto no se le ve bien en la margen septentrional del barranco. Hacia el Sur se encuentran paquetes de pizarras rojizas no bien definidas, pero en seguida casi con seguridad se encuentra el

Flysch tal como lo pudimos apreciar a pesar de los deslizamientos a todo lo largo de la ladera y de la copiosa vegetación.

Este contacto es muy difícil de determinar, pero parece estar muy empinado y sigue en algunos cientos de metros el barranquillo. Esta dirección permite unir esta línea con aquella que ocultaban los derrubios hacia aguas abajo. Hacia aguas arriba se pierde, pero se le vuelve a encontrar al Sur del vértice geodésico de cota 1.545 que está situado al Sur de Bab Ziat.

En este sitio los afloramientos a lo largo de un sendero que sigue la cima permite hacer un corte estratigráfico. Se observa en el monte de cota 1.540 y en sus cercanías lentejones de calizas alabeadas enclavadas en el paleozoico supuesto siluriano. Al Sur de dicho monte el sendero rodea el respaldo oriental de la cumbre y se observa una rotura de pendiente, dulcificándose ésta y terminando en una planicie con praderas. En la propia rotura de pendiente se presentan areniscas estériles blancas con manchas amarillas y después capas color ladrillo.

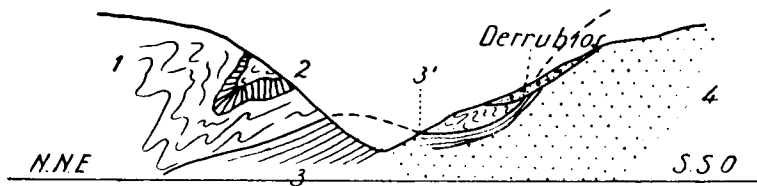


Fig. 3.—Contacto del paleozoico sobre el Flysch al Sur de la mezquita de Utlega.
1, paleozoico; 2, calizas alabeadas; 3, Flysch margoso; 3', margas pizarreñas (paleozoico o Flysch); 4, Flysch pardo.

Asociados a estos bancos se ven otros con espículas de espongiarios y uno de nosotros ha citado con Doncieux *Rosalina Linnei* y otros foraminíferos del cretáceo superior.

Ni a estos bancos, ni al contacto del primario y de su substratum, hay medio de seguirlos en el terreno a causa de la maleza. Sin embargo, unimos este jalón con el punto prece-

dente descrito y de este modo se prolonga del todo normalmente la línea definida al Sur de Utlega.

Bab Ziat es el extremo de la serie primaria cabalgante. Hacia el Este veremos el contacto de esta serie con el substratum y cómo éste sube al Norte.

¿Qué constitución tiene el substratum? En la ladera hemos hallado Flysch nummulítico; aquí se encuentra el cretáceo su-

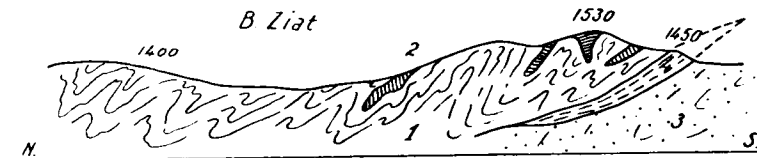


Fig. 4.—Corte por Bab Ziat.
1, paleozoico no metamórfico; 2, calizas alabeadas; 3, Flysch rojizo; 4, cretáceo superior.

perior. ¿Se trata de un paquete de cretáceo superior acuñado entre nummulítico y paleozoico? Se hace necesario, para dar contestación, practicar una serie de investigaciones que la maleza impide hacer.

La serie primaria está constituida al Norte del monte de cota 1.540 de paleozoico con algunos paquetes de calizas alabeadas. Se pueden ver los mismos bancos que se extienden aún hacia el Norte en el puerto de Bab Ziat hacia 1.380 metros de altura. Los niveles metamórficos y especialmente las filitas color humo no aparecen hasta dos kilómetros al Norte de la región, con cota de 1.390 metros.

Nada hemos encontrado en el primario no metamórfico que nos permita hacer verificaciones estratigráficas. Parece que los paquetes de calizas alabeadas están alineados según una traza oblicua, sin que sea posible ver allí otra cosa que una expresión muy lejana de la inclinación de conjunto de la serie cabalgante.

D.—La región de Beni Bexar.

Si antes de pasar a la ladera oriental de esta cuerda subimos a ella más al Norte por su vertiente occidental, observamos que desde el arroyo Tamsint la dolomia desaparece bajo el primario que alcanza el valle del Buhia y que lo atraviesa oblicuamente.

El espigón de Tamsint, con sus formas suaves que contrastan con las escarpas rocosas del Sur, desciende del Ubra entre los arroyos Tamsint y Xebka. Se ven allí algunos lentes retorcidos de calizas alabeadas que justifican bien el adjetivo dado a estas rocas. De otra parte, en la vertiente que domina Tamsint al Norte existen conglomerados rojos del tipo de la posición de Cudia Federico. Por último, filitas muy metamorfizadas forman una faja aguas abajo de un manantial cerca del cual pasa el camino del Jemis.

Frente a la cumbre que domina el barranco de Xebka se presentan terrenos más complejos, metamórficos. Este barranco tiene sus márgenes formadas por paredes escarpadas a

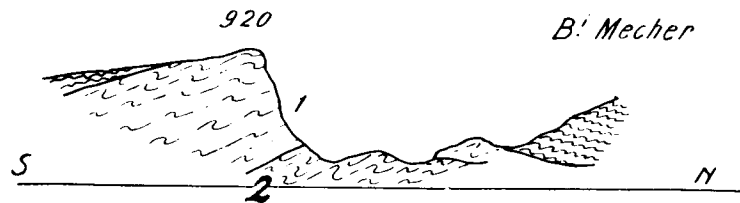


Fig. 5.—Corte del barranco del Mnisa.
1, capas metamórficas; 2, filitas color humo.

causa de estar constituidas por rocas duras que se alargan según su margen meridional hasta cerca del monte de cota 900 metros. Hacia aguas abajo el barranco se encaja aún más en las dolomias.

Si se examinan desde lejos las sierras que dominan el Buhia

al Oeste, se observa que todas las formaciones se confunden en una topografía accidentada cuyos principales rasgos se deben al primario. En realidad, hay allí dos cosas diferentes.

Aguas arriba la cumbre que domina al barranco está constituida por grandes masas silicificadas de pizarras cuarcíferas, casi gneis, que emergen de las filitas color humo. En la margen Sur del barranco se presenta la masa principal y en la Norte se encuentran retazos de la misma que complican la geología. Se apoyan filitas sobre estas rocas metamórficas y precisamente en el contacto están situadas las casas del poblado de Imsuen. En la margen Norte las rocas silíceas desaparecen bajo las filitas mucho más potentes y a su vez sobre éstas se presentan pizarras metamórficas que sirven de asiento a las casas del Mnisa.

A la altura de Imektren, hacia 500 ó 600 metros de cota, el terreno presenta otra disposición; son las dolomias las que se encuentran debajo de las filitas. Constituyen en la margen Norte del barranco, hacia 650 metros de altitud, una ventana bien cerrada en su parte inferior, pero se eleva una especie de apófisis en la misma vertiente hasta cerca del Mnisa a cerca de 650 metros de cota. Mientras que al Norte son únicamente las filitas color humo las que recubren las dolomias en más de 250 metros al Sur. Es difícil hacer la separación entre estas filitas y las grauvacas probablemente silurianas.

Más al Norte, entre los ríos Jemis y Buhia, se observan otras dolomias que parecen apoyarse sobre el paleozoico sin intercalación de permotrias, pero en sucesión normal. No conocemos ni su edad ni su significación. Son diferentes de las que forman la citada ventana.

El corrimiento lo evaluamos en unos 11 kilómetros medidos desde la ventana en el extremo frontal del Sur de Bab Ziat hasta el asomo de Budkek.

La vertiente que acabamos de describir nos había preocu-

pado desde 1930. Habíamos observado a distancia la desaparición por bajo de la cima, de topografía paleozoica, de una gran bóveda de dolomias, pero no nos atrevíamos a precisarlo, dada la gran semejanza entre primario y Flysch. Ahora ya el paleozoico está bien definido y nuestra opinión de 1930 queda por completo confirmada.

E.—El valle del Jemis.

En 1930 hicimos algunas observaciones después de haber seguido el cordal que separa este río del Mter, pero como el Jemis no estaba representado en los mapas antiguos y además había niebla, nos impidió entonces orientarnos bien. Sin embargo, más adelante volveremos sobre nuestras antiguas observaciones.

Si nos situamos sobre la cumbre hacia el Ubra y de cara al Este, observaremos en primer plano, a unos 200 metros por bajo de la cúspide, las dolomias que reaparecen con su relieve tan característico. Forman la cima de Ain el Hayar que domina Tafrant, en la salida del túnel del paleozoico que las cubría desde la ventana de Imektren. Se prolonga la masa dolomítica oblicuamente hacia el Sureste con relación al valle del Jemis y forma la cresta del Tisguenatan.

Una segunda faja dolomítica paralela a la primera se presenta más al Norte y forma Cudia Takurt. Continúan las dolomias al Noroeste hasta el gran codo que forma el Jemis, que las corta tajantemente, para desaparecer más adelante bajo el paleozoico en las cumbres a la altura del paralelo 69. Entre estos dos afloramientos se intercala una faja estrecha de paleozoico antiguo.

No vemos, desde nuestro punto de observación, ninguna otra masa dolomítica al Sur del Tisguenatan a no ser el pe-

queño picacho que se encuentra muy cerca de la cima principal y que domina a Tisuka. La cima que al Sur de esta montaña bordea el valle del Jemis no presenta más que filitas que se corresponden con las situadas más en bajo, en el collado de Alla. Al Sur la cima se eleva para formar Cudia Timatassen y dos kilómetros más al Sur Cudia Bu Amart (1.341 metros).

Hasta este último vértice toda la cima está constituida por paleozoico, pero súbitamente, en la propia Cudia, aparecen areniscas color rojo ladrillo del nummulítico que buzan fuertemente al Noroeste.

Todo el valle del Jemis comprendido entre Sidi Mohamed Chokron y el borde meridional de la faja dolomítica de Ain el Hayar-Yebel Tisguenatan, está constituido por el paleozoico; pero por detrás, al Este de Cudia Timatassen, un nuevo anticlinal de dolomia parece emerger en túnel del paleozoico y formar Cudia Tazaroz.

Si desde el puerto Bab Ziat abordamos el valle por el Sur y descendemos por un sendero situado al Este del puerto, se observa que toda la ladera está aquí constituida por paleozoico, unas veces formado por filitas y otras por areniscas micáceas. Si se sigue descendiendo por el sendero se llega a Tagsu Mertz, donde derrubios cubren el terreno hasta la fuente que abastece el aduar. Aparece de nuevo el Flysch al Sur de esta fuente, pero el contacto no se puede precisar bien, aunque verosíblemente se debe elevar oblicuamente para unirse con el del puerto al Sur del monte de cota 1.540 donde habíamos observado el cretáceo.

El fondo del valle está en gran parte ocupado por derrubios y depósitos superficiales, pero se observan afloramientos primarios, de modo que el contacto entre la hoja cabalgante y el Flysch debe pasar al Este en la ladera llena de hierba situada debajo de Cudia Bu Amart. Localmente aparecen las capas buzando al Oeste. El contacto del Flysch y del paleo-

zoico se presenta de modo discontinuo por la parte Norte del pie de Cudia Bu Amart.

Por grauvacas del paleozoico están constituidas todas estas vertientes y Cudia Dubra al Oeste del Jemis. Lo mismo ocurre en Cudia Timatassen, pero en la parte occidental de su base el sendero de Sidi el Hach Saliman al collado de Alla corta las filitas del paleozoico antiguo. Por detrás de este collado es donde está situado Sidi Ali Ben Yusef, donde ya hemos indicado que se observa que las filitas descansan sobre las dolomias en posición anormal.

Si ahora seguimos la cima del cordal hacia el Norte se observa que a un kilómetro del collado se alcanza un pequeño paquete avanzado de dolomia al Sur de Tisguenatan, que hemos mencionado en líneas anteriores. Parece que las dolomias descansan sobre el paleozoico según una superficie de contacto cuya traza en el terreno pasa por Tisuka, pero paquetes de dolomias emergen del primario desde aguas abajo de estas casas hasta el Este de Aix Gar.

Aunque se reconocen dos asomos dolomíticos separados por el primario desde Taguestuan, es tan sólo frente a Sidi Mohamed Chokron donde encontramos paleozoico claramente subordinado a la dolomia que forma la cima de Ain el Hayar-Yebel Tisguenatan.

Si se mira desde el Norte el paquete que domina Tisuka se observa que está separado de las dolomias de Tisguenatan por un asomo de formaciones antiguas que alcanzan el collado entre este paquete y el macizo principal. En el sendero que gana este collado se presentan bancos calizos por detrás de Tisguenatan, buzando fuertemente al Norte en contacto con el paleozoico. Este último es bastante metamórfico y el collado le divide en dos partes por una hilada gneísica orientada casi E.-O.

El primario hacia el Este queda reducido a una delgada

película en forma de cuchara. El paquete dolomítico se une con el de Tisguenatan o se sitúa bajo ella adelgazando mucho. Mide bajo el collado alrededor de 100 metros. Debajo de las dolomias se encuentra el paleozoico acompañado de conglomerados rojos tipo Posición Federico. De paleozoico está constituida toda la vertiente hacia Sidi Ali Ben Yusef.

No se crea que las fajas de calizas bien estratificadas y un poco metamórficas observadas en Sidi Abd el Abid son las únicas en su clase, pues hemos encontrado la misma formación en otras partes y sobre todo siguiendo el sendero difícil que contornea el Tisguenatan por el Este para alcanzar el aduar de este mismo nombre por el puerto de Tasegort. En efecto, hacia 152,7/65,4 se corta un pequeño paquete calizo sinclinal plegado y pellizcado en la dolomia. Las capas tienen un aspecto de cipolino que recuerda ciertos horizontes que se presentan en el Triás de los Alpes pénnicos. No tenemos razón alguna que abogue por esta semejanza, pero creemos que no debemos dejar de hacer esta evocación habiendo observado muchas veces en los demás sitios de la cordillera que las dolomias son triásicas y que admiten hiladas calizas.

Si por el sendero se continúa la ascensión se alcanza y se rodea un espigón lleno de bosque al que corona un paquete de aspecto paleozoico. En el Norte de este espigón se encuentran dolomias buzando al Noreste, a las que siguen bancos calizos un poco metamórficos y de poco espesor. Esta serie está en contacto con la faja de primario que separa el cordal de Cudia Tisguenatan del de la Cudia Takurt. Esta faja primaria presenta una intercalación gneísica que ocasiona que la cima Cudia Akilaomsot tenga forma de cresta. Este crestón se sigue bien en la vertiente occidental de la montaña, pero luego adelgaza y termina en el espigón de Tafraut. Hacia el Este se estrecha hacia Tisguenatan.

En el collado y en el barranco de Tisguenatan el contacto

de paleozoico y dolomias de la faja de Cudia Takurt se presenta muy claro y está muy empinado. Se le sigue al Oeste presentando disposición análoga, destacándose mucho en un barranco. Pero hacia Sidi Morabet las cosas se complican y es preciso estudiarlas con detalle.

Más conviene, antes de seguir, hacer observar el aspecto que presenta el soterramiento de la faja dolomítica de Tisguenatan debajo del paleozoico de Ain el Hayar. Como habíamos indicado en 1930, esta faja atraviesa el valle del Jemis y buza hacia el Sur. Los aduares de Ixelakan se asientan en el borde de su contacto meridional con el primario. Pasa el contacto al Este del Ubra hacia 1.100 metros de altura, pero la dolomia es plegada o rota, de modo que el primario descendiende en un falso sinclinal donde es socavada la cuenca de recepción de un barranquillo.

Se destaca inmediatamente al Norte el relieve acusado del monte de cota 1.210. La dolomia se encuentra allí encapuchada por una formación bastante silicea que parece dolomítica a distancia pero que de cerca recuerda mucho a las formaciones metamórficas de Imsuen. El capuchón tiene poco ancho. Las filitas color humo se superponen inmediatamente. La superficie de contacto dibuja los entrantes y salientes en todos los barrancos y descende hacia el Norte próximamente hasta la cota 900 metros, después pasa a la vertical y se junta con la de las cercanías del valle del Jemis. Con esto queda bien marcada encima de Tafraut la disposición anticlinal de las dolomias y la superposición de las filitas.

Estas filitas fueron observadas por nosotros en 1930, pero como supusimos que las dolomias estaban arraigadas y no se podía distinguir la continuidad de las formaciones paleozoicas en el cordal del Ubra, nos habíamos figurado que estas filitas correspondían a un anticlinal inclinado al Sur. Ahora se ve que corresponden a la parte radical de la hoja paleozoica.



Como esta dolomia de Tisguenatan se prolonga en túnel bajo el paleozoico, resulta que el paleozoico de Cudia Akilaomsot que se prolonga por el de Tafraut debe también ser corrido.

Estas consideraciones nos llevan a determinadas conclusiones. Si se corta este conjunto por el valle se observa en la parte Norte del pie del pliegue anticlinal de las dolomias entre Tafraut y Sidi Marabet a las filitas color humo y otros depósitos del paleozoico antiguo.

Cudia Tainza domina el valle muy estrecho que se orienta hacia el Noroeste y está constituida en su parte media por la masa dolomítica de Cudia Takurt cubierta por el paleozoico que ocupa la cúspide. La línea de contacto es oblicua hasta cerca de Buisef y se encorva después al Oeste, sigue de un modo groseramente aproximado el barranquillo situado al Sur de Buisef y corta al Jemis a la altura del gran codo de este río en donde éste toma dirección Oeste. La dolomia motiva en el relieve como un espigón y desaparece en túnel bajo el primario.

A medida que se avanza hacia el Norte, la serie que recubre la dolomia, siempre de suyo muy metamórfica, se hace cada vez más, y en Tusgan pasa a gneis; roca que forma las montañas costeras y sobre todo donde se asienta el famoso santuario de Sidi Mohamed El Filali.

Las serpentinas de Beni Afaca corresponden a peridotitas alteradas, que son conocidas por los trabajos petrográficos de la Comisión Geológica de Marruecos y por las investigaciones mineras realizadas en busca de cromita, asbesto y grafito.

El último afloramiento secundario hacia el Norte que conocemos es el de monte Takurt. Separado éste, como ya se ha dicho, del Tisguenatan por el paleozoico antiguo, se apoya sobre este último en la vertiente Suroeste de Cudia Tainza. Frente a Sidi Marabet este contacto pasa hacia 1.000 metros

de altitud, pero el espigón donde se encuentra este morabito y el Jemis de Afranamen que sigue el contorno del río está formado aún por dolomia.

No sabemos de manera precisa si estas dolomias, en parte tapadas por la vegetación y por los derrubios, están en su sitio o pertenecen a un paquete volcado de la cima. En el primer caso estas dolomias constituirán una ventana y sería una reaparición de las dolomias de la faja de Ain el Hayar.

Por encima de estas capas pasamos en 1930 y nos parecieron de posición profunda sin poderlas unir a alguna cosa precisa. Al rodear el espigón surgió la duda. La hipótesis de una ventana, es muy admisible y no cambiará gran cosa la amplitud que hemos atribuido a los corrimientos.

F.—Valle de Mter.

El transversal según este río ofrece un cierto ensanchamiento de la cordillera caliza visible a causa de la emersión en el paleozoico de un pliegue externo al Sur de Sidi Ali Ben Yusef, pero en conjunto las sierras dolomíticas se presentan de dimensiones muy reducidas con relación a la cordillera estudiada al Noroeste.

A partir del Buhia el borde externo de la cordillera se encorva regularmente al Noreste, pero los afloramientos internos conservan una oblicuidad muy clara hacia el Sureste, de donde resulta, al Este del Mter, una reducción en dos kilómetros de los pliegues (que toman una dirección recta) y una reducción total aparente del cabalgamiento del primario.

Desde Cudia Asagar o de Cudia Timargaden se pueden observar bien las unidades que venimos examinando desde el Oeste. Al Norte se presentan las rocas bastante metamórficas de la zona interna. La última montaña secundaria que

se apoya en ellas es Cudia Takurt. El contacto que habíamos seguido al Oeste hacia Sidi Marabet sigue aproximadamente el arroyo de Aragulas. Toda la vertiente al Norte de este arroyo está formada por pizarras más o menos metamórficas. Al Sur se presenta la cresta dolomítica de Fusseren, cuyas escarpas llegan al fondo del río y cuya prolongación se sitúa, todo derecho, en la vertiente Este del valle para llegar al pie del punto de observación, o sea en el picacho que existe a un kilómetro al Sur de Helila. Esta cresta no está constituida toda ella de dolomia, pero sí forma esta roca la osamenta de la misma.

Al Sur de este asomo se encuentra la faja paleozoica del collado de Tazagort y Cudia Akilaomsot. Esta faja, oblicua, se la sigue hasta el fondo del río y sube al Este del desfiladero y está socavada por tres barrancos cuyo más meridional es el de Letama. Esta faja se estrecha hacia el Este y se reduce a una zona aplastada al Sur de Cudia Timargaden.

La cresta de Tisguenatan se presenta más al Sur y se ve cómo su cúspide se perfila en el cielo y cómo su línea cimera descende al E.-SE. hacia el valle.

Al Sur de esta faja dolomítica comienza la curva ancha y de relieve suave de Sidi Ali Ben Yusef, en donde el paleozoico forma el collado de Alla y la cima de Cudia Timatasen. Mas este paleozoico no está en su sitio. En el ramal que se destaca de Cudia Timatasen y que se dirige hacia el Mter se presenta debajo del primario un pliegue roto, lleno de accidentes, de la dolomia, que se une al Norte con la de Tisguenatan. Resulta, pues, que las filitas de Sidi Ali Ben Yusef terminan en falso sinclinal aguas abajo de las casas y que las dos zonas dolomíticas se reúnen al Este del Mter y forman el espigón de Cudia Yama de Asagar.

El secundario en su borde externo se presenta empinado y dislocado y se estrella en el Flysch que constituye todo el

territorio al Sur de la cordillera. Las areniscas color ladrillo de este terreno plegadas hacia el Sur forman una faja oblicua que culminan, enfrentándose con el primario, en Cudia Bu Amart. Analicemos estas fajas dolomíticas y zonas contiguas.

1.—Frente de la hoja y Cudia Tazaroz.

En 1930 habíamos observado el paleozoico de Sidi Ali Ben Yusef y su extensión en Cudia Timatassen, pero no habíamos podido reconocer bien las areniscas nummulíticas de color piel de león que se presentan muy inclinadas y que forman una parte importante de la margen occidental del Mter en Cudia Bu Amart. Más investigaciones realizadas en 1931 y 1932 han dado por resultado el averiguar que al Este del arroyo de Amala y en la vertiente occidental del Mter se presenta Flysch típico.

Más o menos enmascarado de derrubios, y muy oculto aguas arriba del desfiladero, este Flysch aflora un poco y está bien caracterizado. Una escarpa avanzada que forma el espigón hacia 154,6/61,9 está constituida por las areniscas y en ella se puede distinguir una charnela anticlinal inclinada al S.-SE. Sin embargo, todo el conjunto debe formar un pellizco sinclinal. A esta faja sigue al Norte el Flysch nummulítico normal, que a causa de la vegetación se distingue mal y se confunde con el primario que corona la cumbre. Sin embargo, el sendero de Cudia Timatassen a Beni Ensar nos permite precisar algo el contacto.

Recogidas en este Flysch muestras en los lentejones fosilíferos y examinadas por Fallot y Doncieux, nos ha confirmado la edad de eoceno superior y oligoceno que le habíamos atribuido en 1930.

El contacto del paleozoico con el terciario cruza, de otra

parte, la cima al Norte de Cudia Bu Amart, lo que permite darnos cuenta de su traza. Hacia el Noreste pasa a la ladera Sur de Cudia Timatassen. El paleozoico avanza sobre la cima de Cudia Tazaroz y se apoya en el secundario.

La cresta dolomítica y caliza forma grandes escarpas y domina la depresión terciaria que se presenta en su pie. En la

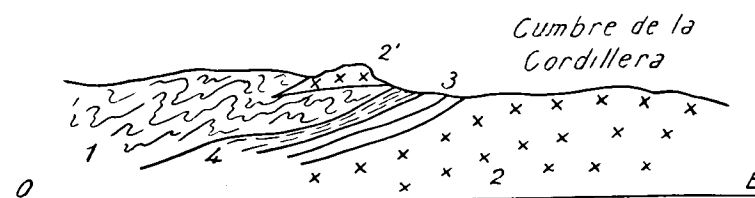


Fig. 6.—Contacto del primario y secundario en la cima de Cudia Timatassen. 1, paleozoico; 2, dolomias; 2', hoja de dolomia intercalada en o bajo el paleozoico; 3, bancos calizos; 4, Flysch.

base misma de Cudia Timatassen el contacto de calizas y Flysch está enmascarado por los materiales desprendidos. Más aguas abajo se observa una faja de bancos calizos un poco trastornados, que se la sigue hacia el punto 156,1/63,1, donde desaparece debajo de los derrubios que tapan la base de la montaña. Sin embargo, debajo de estos derrubios apunta a veces el Flysch y se puede jalonar así el contacto Lias-terciario con poco error. Más aguas abajo los derrubios están cimentados y en esta disposición llegan al Mter.

La cima secundaria vista en conjunto es de estructura sencilla. Se trata de un anticlinal vertido al Sur, pero en su zona Norte ofrece complicaciones.

El caparazón anticlinal buza al Norte y forma la margen Sur del barranco de Tarsat. Las filitas paleozoicas se apoyan sobre él dibujando líneas onduladas. El contacto se sigue hacia aguas abajo próximamente por un barranco situado al Este de Tarsat. Pero entre las curvas 600 y 700 una faja de primario muy aplastada, seguida por un sendero, corta la masa

dolomítica. No se puede considerar a esta faja como pegada a la dolomia, sino hay que ver en ella una inserción o intercalación, como se prueba en su intersección con el barranco. Es limitada esta intercalación a la ladera septentrional del cordal.

Está formado este primario de pizarras o pudingas cuaríferas muy aplastadas. A este asomo se le podría considerar como formando el núcleo del anticlinal inclinado, pero los buzamientos y la existencia aguas abajo, al Este, de un lentejón de calizas de aspecto sinclinal no parece estar muy de acuerdo con esta interpretación; creemos que se debe a una fractura de las dolomias en la que se han inyectado los materiales paleozoicos.

En la pata de gallo que forma la cuenca alta del río Tar-

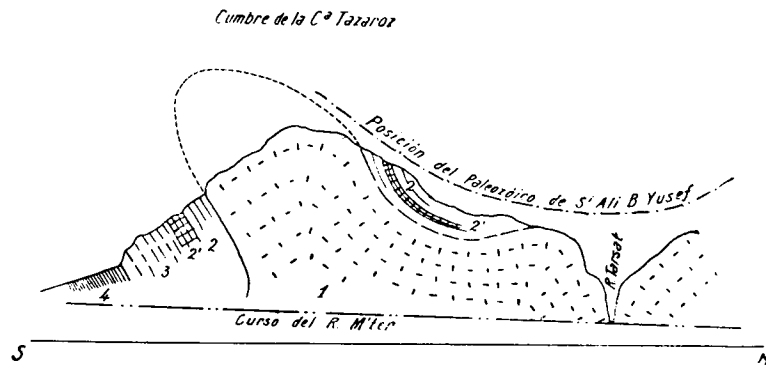


Fig. 7.—Corte por la cumbre de Cudia Tazaroz.
1, dolomia; 2-2', paleozoico; 3, bancos calizos; 4, Flysch.

sat se viene a unir esta faja primaria con el paleozoico de Sidi Ali Ben Yusef, del cual sólo es una apófisis reducida; después descende el paleozoico en el valle y termina en el meridiano 155,2. Su contorno señala claramente su superposición a la dolomia.

Desde aguas abajo de este punto el Tarsat labra su curso en congosto, en la dolomia. La travesía del desfiladero del Mter establece claramente la unidad estructural, sin lagunas

de la dolomia de la base del Tisguenatan con las del espigón de Tazaroz.

Entre las cotas 400 y 300 al Oeste del torrente la base del último citado espigón presenta unas placas de pizarras paleozoicas. En la margen Norte del desfiladero las escarpas en Cudia Yama de Asagar son verdaderos tajos (ved fotografía del Atlas).

A la entrada del cañón las dolomias buzan suavemente hacia el Sureste y no se presentan calizas, pero hacia la cota 400 se observan bancos calizos subverticales entre los cuales se aplica el Flysch en posición normal. El contacto pasa hacia Sidi Buharait. En todo el valle del Amalu se presenta el Flysch. La gran cresta de Amalu debe su relieve a las areniscas del Flysch, cuyo pellizco sinclinal más próximo a la zona dislocada, lo constituye el espigón Oeste del Mansuf.

2.—El cordal del Tisguenatan.

Nada presenta de particular el paleozoico de Sidi Ali Ben Yusef, a no ser el asomo de pudingas cuarzosas violáceas de la parte Sur de la base del pico Este de Tisuka.

Las dolomias de la cima se presentan muy empinadas y con buzamiento al Sur. Una capa delgada de calizas un poco metamorizadas, pero mucho menos que al Norte de Sidi Abd el Gani, las separa de las filitas. Presentan estas dolomias en todo el ancho de la cima una relativa uniformidad. En su caída casi vertical buzando al Norte alcanza la faja primaria del poblado de Tisguenatan. En contraposición de lo que ocurre en el collado de Tasagart, no hemos encontrado calizas en el contacto, sin duda a causa de presiones mecánicas.

La faja primaria, constituida por filitas, no presenta aguas abajo de Tisguenatan la prolongación de la bolsadita lenticu-

lar metamórfica de Cudia Akilaomsot. Hacia la base de sus vertientes hemos hallado grandes derrubios, pero pasado el río la faja primaria aparece y se observa bien según el arroyo de Letama el contacto con el borde Norte de la faja dolomítica de Cudia Yama de Asagar.

3.—Cudia Takurt.

Al Norte, en la cima de Cudia Fusseren, se presentan contactos con el paleozoico, si no normales, por lo menos regulares. En el alto de la cumbre que separa las cuencas del Jemis y del Mter la dolomia con dirección E.-O. se pone casi vertical en contacto con el primario. Queda oculto este contacto a la altura de Tisguenatan por los derrubios, pero al límite Norte de estos aparecen los bancos calizos algo marmóreos, ondulados o alabeados en el detalle, con buzamiento de unos 60 grados al S.-SE. y con mucha semejanza con los de Sidi Abd el Gani.

El sendero de Taurat el Moratin, hacia la curva 900, corta un pequeño asomo (¿sinclinal?) de calizas semejantes pelliscadas en las dolomias y que se siguen en casi todo la ladera Norte de la montaña.

Un nuevo elemento se intercala aquí, frente a Cudia Takurt, formado de pizarras rojizas y de rocas alteradas que parecen pelliscadas. No sabemos si se trata de paleozoico situado en falso sinclinal o de secundario metamórfico. Esto último parece en contradicción con la ausencia completa de metamorfismo en las dolomias. Parece, además, más difícil suponer que esta faja debe su existencia a un accidente anticlinal.

Aguas arriba la dolomia que hace serie con este elemento está recubierta oblicuamente por el primario metamórfico.

Aguas abajo forma una escarpa. Su contacto con el paleozoico se sigue poco más o menos por el arroyo de Aragulas.

Hacia Taurat el Moratin y al Norte de este poblado hay poco metamorfismo, pero lo hay y mucho en el primario, que se presenta formando una faja longitudinal en las proximidades de las dolomias. La naturaleza del contacto entre estas dos formaciones es difícil de definir. Los accidentes de la cumbre parecen indicar una ligera inclinación al Norte. En la base de las montañas a causa de los derrubios no se pueden observar detalles.

El contacto, en su conjunto, no debe separarse mucho de la vertical, porque en la vertiente Este del cañón debe tener

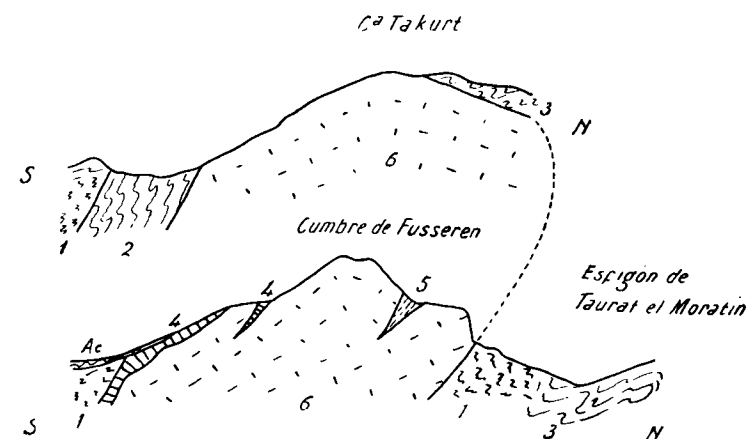


Fig. 8.—Cortes de la sierra según el valle del Mter. 1, paleozoico antiguo; 2-3, paleozoico no metamórfico; 4, dolomias y calizas metamórficas; 5, bancos calizos; 6, dolomias; Ac, derrubios.

su prolongación este contacto en aquél, que se presenta en la ladera occidental y con el que forma un ángulo muy obtuso abierto al Norte. Esto demostraría una tendencia al desplomamiento hacia el Norte, considerando que hacia 156,4/67 y hacia 156,3/66,7 la vertiente paleozoica de Helila presenta lonjas o lajas de dolomia cuya interpretación implicaría una

tendencia a la superposición normal, al menos que no se trate de pequeñas ventanas, lo que no hemos podido comprobar.

Como ocurre en Taurat el Moratin, toda la vertiente de Helila está en el primario. La faja de Fusseren se prolonga en línea recta hacia Cudia Timargaden.

4.—Relaciones estructurales.

La cima de Cudia Tazaroz saliendo del primario y en contacto del Flysch, se nos presenta como la prolongación de aquella de Bab de Isogar. El cordal Ain el Hayar-Tisguenatan que prolonga el pliegue oculto que aparece en la ventana de Imsuan, nos muestra, por su aproximación a la precedente hacia el Este, la reunión en gavilla de las líneas anticlinales del substratum.

La faja primaria del poblado de Tisguenatan, desde el transversal del Jemis, está en posición anormal, porque cabalga en Ain el Hayar a la dolomia que hace serie con ella al Sur. ¿Cuál es la posición más al Este? Para dar contestación se hace preciso saber de qué modo termina por el Oeste la dolomia de Cudia Takurt.

Si la dolomia se soterra en túnel hacia el Oeste en el codo que forma el Jemis, es necesario unir con un falso anticlinal inclinado al Sur el paleozoico de Cudia Takurt con aquel de la faja del poblado de Tisguenatan. Este sería, pues, corrido y toda la faja dolomítica Buisef-Cudia Timargaden se presentaría en ventana anticlinal.

Pudiera ser también que sólo la dolomia de Sidi Marabet esté en ventana, y, según esto, las apariencias parecen indicar que la dolomia de la cima septentrional constituye un elemento sinclinal de la cubierta paleozoica uniéndose así con la cubierta dolomítica del primario antiguo existente entre el Jemis

y el Buhia hacia su confluencia. A esta interpretación nos inclinamos, esperando que se dilucide bien la cuestión con nuevas observaciones.

G.—Los macizos de Taguesuan y del Nanoh.

Estos dos macizos forman un conjunto y su contorno meridional marca el límite entre la zona caliza y el Flysch. El río Tagza ha socavado en este conjunto su cuenca de recepción separando el macizo occidental que constituye el Taguesuan que domina el Mter, del oriental formado por el Nanoh.

Pero no están del todo separados estos dos macizos por dicha cuenca de recepción, sino que se presentan unidos por la cadena Tafelaudo-Cudia Nobasen que forma una curva con concavidad dirigida al Sur y que limita dicha cuenca al Sur.

Al Sur del Tafelaudo una montaña en dirección meridiana es divisoria de aguas. Las que se vierten al Oeste discurren por el arroyo de Amala y son tributarias del Mter; las que caen en el Este se dirigen al Noreste y desde el barranco de Amorau siguen el mismo curso que el alto Buhia, lamiendo el frente en curva de la zona caliza que forma el Nanoh y cortando la terminación oriental de la sierra y se vierten en el Tagasa.

Por último, el cordal nummulítico con dirección SO.-NE. que domina el arroyo Amorau, el del Yebel Talantaleb, separa la cuenca del Tagasa de aquella otra mucho más extensa del Uringa.

1.—El Taguesuan.

Este cordal, alargado según dirección N.-S., se encorva hacia el Sureste y se presentan en él varias cúspides. Las principales corresponden a las fajas de dolomia que hemos encontrado en nuestra travesía por el cañón del Mter.

Sigámosle aquí de Norte a Sur. En la cuerda de Cudia Tasadart se extiende el paleozoico de la zona interna. Si partiendo de este vértice se sigue la cima, se alcanza una pequeña cúspide con cota 1.173 que está formada de dolomias que se apoyan en el primario. Se da uno cuenta de ello pasando por el sendero que hay al Oeste de la cima.

Las dolomias más hacia el Este se presentan en la zona comprendida entre dos barranquillos formando la línea de máxima pendiente de la vertiente y según una faja inclinada que alcanza el valle del Ben Hamdun. Es la misma faja de Cudia Tanarast interrumpida allí por depósitos superficiales. Las lajas de dolomia que se presentan muy delgadas en la ladera Sur del espigón occidental de Cudia Tisgueran, se prolongan por esta Cudia, donde el horizonte toma mucha más amplitud y forma el Nanoh.

El paleozoico reaparece en el cordal del Taguesuan al Sur de Cudia Tanacast y sobre él están construídos los aduares de Taguesuan. Este primario presenta en el contacto con la dolomia las filitas color humo. Se trata, como siempre, del paleozoico interno de Helila a juzgar por sus relaciones de continuidad visibles con la vertiente occidental del Taguesuan.

El primario al Sur del aduar avanza hacia este rumbo y recubre en parte la dolomia de la faja de Fusseren que forma un pequeño mogote, de cota 900 a 1.000 metros, al Sur del poblado. El contacto del paleozoico sobre la dolomia se eleva en seguida oblicuamente para pasar al collado del arroyo de Ta-

rakna. Si en este collado el contacto parece vertical, las intersecciones en la ladera occidental parecen indicar que el paleozoico ha sido vertido sobre la dolomia y se inclinan ambas formaciones para tomar localmente una posición de conjunto subhorizontal en Cudia Timargaden. En el collado que limita al Sur este monte se vuelve a presentar el paleozoico.

Al Oeste la faja dolomítica se nos presenta como formando un sinclinal más o menos pellizado de la cubierta normal del paleozoico. Hacia el Este, las dolomias forman un espigón cuyas escarpas dominan un aduar y el curso alto del Ben Hamdun. Son interrumpidas aquí, pero sobre su natural prolongación se encuentra una delgada hilada de capas rojizas en el paleozoico que terminan en el barranco al Sur de Cudia Tisgueran.

La brusca terminación de las dolomias en fondo sinclinal, encima del aduar, es poco admisible vista la intrusión de las dolomias debajo del paleozoico del Norte y el profundo sinclinal del Oeste. Podría ser que la faja dolomítica no fuera más que superficial y su disposición obedeciera a accidentes de aplastamiento. De otra parte, si está en posición normal podría indicar esta dolomia una rápida elevación de ejes tectónicos hacia el Este, pero en este caso nos veríamos obligados a evaluar en 1.300 ó 1.400 metros de altura la exaltación en unos dos kilómetros de distancia, lo que representaría una inclinación de ejes de un 70 por 100, que resulta exagerada y más propia de las grandes dislocaciones alpinas que de aquí.

Examinada ya la disposición de la faja dolomítica volvamos a nuestro corte transversal. El límite de las dolomias y paleozoico pasa por la base de la vertiente Norte del primer barranquillo al Sur de la Cudia. La cima comienza a encorvarse hacia el Sureste. Allí se yergue un picacho con cota 1.101 que está constituido por una bolsadita de conglomerados cuarzosos y de capas de caliza verticales con las que forman serie

calizas también verticales de edad dudosa, de poco espesor y sin nada de dolomia, que hay que atribuir al Flysch.

Se presentan muy triturados el primario vertical y el borde de Flysch. El espesor del conjunto primario desde la base de las dolomias de Cudia Timargaden al Flysch, incluidos los conglomerados cuarzosos, no pasa de 700 metros y el de las calizas no llega a 50 metros.

En el Flysch se encontró un lentejón de pudingas y calizas verticales donde hemos recogido *Nummulites Fabianii*, Brever, y *N. incrassatus*, De la Harpe, que indican bien su edad eoceno superior. Con estas capas forma serie el Flysch pardo, y luego se presentan en la cima encorvada de cota 1.102, areniscas rojo ladrillo cuarcitasas. Existe, además, una segunda faja areniscosa un poco más externa y separada de la otra por Flysch vertical. Estas areniscas forman la cresta curva con concavidad al Norte que limita la cuenca de recepción del Ben Hamdun.

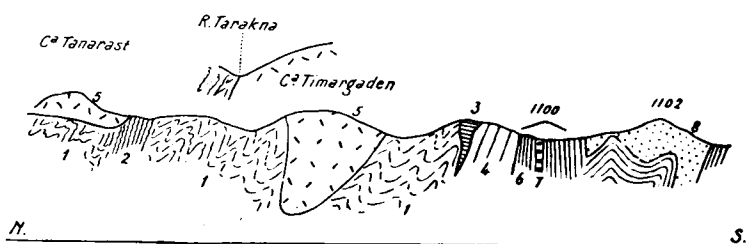


Fig. 9.—Corte de los accidentes de la cresta del Tagueuan. 1, paleozoico; 2, filitas color humo; 3, dolomias y calizas metamórficas; 4, bancos calizos; 5, dolomias y calizas; 6, Flysch; 7, pudingas; 8, areniscas del Flysch.

Más bajo, hacia el Oeste, en la cima que enlaza el monte de cota 1.101 con Cudia Yama de Asagar y que alcanza Sidi Buharait, llega la cresta dolomítica donde son reunidos en un solo anticlinal los dos pliegues: Tisguenatan y Cudia Tazaroz. Se observan en la ladera Sur placas de Flysch en posición normal.

Las dolomias no parece llegan a la cumbre. Puede ser que las calizas verticales del monte de cota 1.101 representen pellizcadas la cubierta de este anticlinal que desde Tisguenatan sufriría así una inflexión axial hacia el Mter.

Aunque no conocemos bien el circo nummulítico, hemos advertido que por su cima pasan por lo menos dos fajas pellizcadas de areniscas, sea en lentejones interestratificados, sea en sinclinales muy estrechos con dirección de ejes SO.-NE.

Parecen formadas de Flysch las pendientes internas del circo. La hoja caliza y la bolsada de conglomerado paleozoico se prolongan hacia el Noreste y parece reunirse este primario con el del pie de Cudia Timargaden adelgazando hacia el Este.

El Flysch no sólo se extiende por este circo, sino también por la cima y por la zona externa. Constituye Cudia Nobasen, donde se presentan elementos areniscosos interestratificados. Su contacto con la serie secundaria del Nanoh se observa en el collado entre dichos dos montes y hacia el Este en dirección de Bulet.

3.—El Nanoh.

Forman Cudia Tisgueran y el Nanoh un macizo bastante imponente que culmina a 1.271 metros de altitud. Se presenta un poco encorvado y alargado en dirección Noreste.

Como consecuencia de la desaparición en profundidad del accidente de Yama de Asagar, resulta que otro accidente de situación más interna pasa a formar el contacto externo visible de la zona caliza y de la zona de Flysch con la natural reducción en el ancho de la cordillera, por lo menos en afloramiento.

Si miramos este macizo desde Cudia Timatasen, observamos que en el barranco Ben Hamdun la faja dolomítica no

tiene más que algunos metros de anchura. Se ensancha en Cudia Tisguesuan. Por el exterior de esta Cudia pasa la hilada muy estrecha de paleozoico a que ha quedado reducida la faja del aduar de Tisguesuan. Se estrecha aún más esta hilada en la parte Sur de la base de las escarpas de la Cudia para dar lugar al Flysch, cuyo contacto muy empinado parece normal a lo largo del barranco de Bulet.

El borde externo del macizo sigue en grandes líneas el barranco de Bulet y en cierta parte al Amorau.

El curso de éste penetra en las calizas que permanecen a un nivel bastante bajo en la ladera Este del valle y se soteran suavemente bajo el Flysch. Encima del contacto se encuentra Azib Abd el Emir y corona así las escarpas de caliza que aparecen bajo el terciario en la proximidad de la curva 600.

La caliza no pasa por el cordal que es prolongación del Talantaleb. Se presenta en ventana aguas abajo de Tifratán. Así, en conjunto, el macizo secundario se soterra bajo el Flysch. Hacia Bulet se desprende una escama cuyo Flysch presenta disposición sinclinal, que se inserta entre un repliegue o un paquete externo y la masa misma de la montaña constituida por un núcleo dolomítico y una cubierta de calizas. Estas últimas forman la cumbre, presentando aquí un buzamiento suave al Sur, pero se acentúa en la ladera y hacia el barranco de Bulet las capas se ponen casi verticales. La hoja que se individualiza en Bulet no presenta más que calizas. La caída de los estratos hacia el barranco es, pues, normal, pero hacia el Norte los buzamientos son bastante anormales, porque parecen inclinarse al Norte como si se tratara de un anticlinal.

En la ladera septentrional del macizo, en la zona interna, se presenta el paleozoico como siempre. El contacto es confuso. Se eleva bastante alto, sigue una línea que es próxima-

mente la curva de nivel 1.100 y luego desciende oblicuamente hacia Afrat.

Cuando se traza el contorno de este contacto en el mapa parece a primera vista que el primario se apoya sobre el secundario, pero si se observa el paso del contacto por el barranco de Tala Mohamed, parece que las dolomias dominan al paleozoico. Opinamos también así a causa de haber visto a distancia la superposición normal en el espigón de Afrat hacia el Oeste. El contorno pasa aguas abajo de Afrat, se inflexiona al Este y viene a terminar contra el Flysch del Amorau siguiendo el barranco al Sur de Tasa.

Una nueva faja de dolomia adelgazada y terminada en punta hacia el Oeste, se presenta inmediatamente más al Norte, aguas abajo, es decir, al Norte del poblado de Afrat.

Entre esta faja septentrional y la masa secundaria del Nanoh se presenta paleozoico antiguo que corta al valle del Amorau en Azib Andel. Se apoya a 45 grados sobre la dolomia y ésta, como se ha visto más adelante, buza hacia el Norte.

Si por todas partes el primario se apoya sobre la ladera del Nanoh, se podría ver en esta montaña una disposición anticlinal. Pero el eje del pliegue, aunque encorvado, tiene dirección Noreste y la faja primaria de Tasa lo corta oblicuamente, lo que hace difícil aceptar esta interpretación.

Si partimos de Ain Tamernut al Norte de la hoja sinclinal del monte de cota 666, encontramos la grauvacas del paleozoico y seguidamente filitas azules. Es ya la parte interna del paleozoico. Al Norte ya no se presentan afloramientos ni dolomíticos ni calizos de ninguna clase. No nos es conocida la cima del Afrat que bordea al Este el Amorau más que a la altura de Asagar Hauin y aquí de un modo imperfecto. En todo el monte de Talantaleb se presenta Flysch normal amarillento de tipo común con lechos de areniscas y calizas. Hacia el

monte de cota 814 y un poco más al Norte se encuentran re-
tazos de Flysch arenoso pellizados en sinclinales cuyos
ejes tienen dirección E.-O. No hemos podido ver claro la ter-
minación del contacto del conjunto Flysch-calizas o del num-
mulítico con el paleozoico.

El primario se encuentra a partir de Asagar Hauin, pero
si en vez de seguir al Norte caminamos hacia el Este si-
guiendo el sendero de Sixan, lo haremos siempre sobre el
Flysch, en donde veremos surgir de cuando en cuando ele-
mentos secundarios.

El primer asomo secundario se encuentra en el barranco
de Tifratén hacia la cota 750 y está constituido por una es-

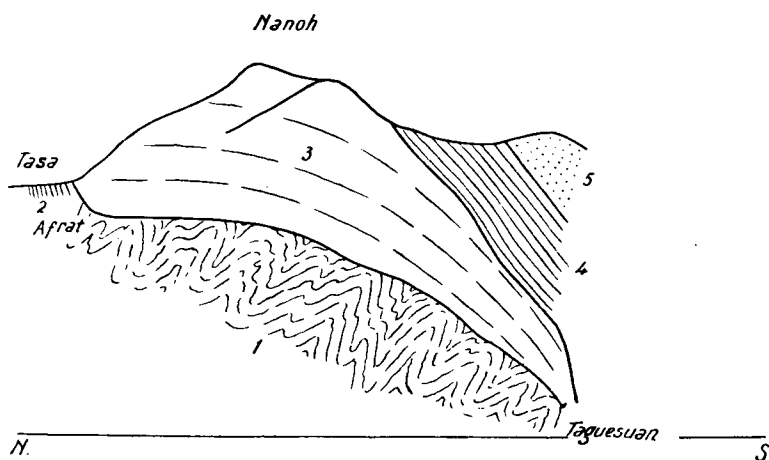


Fig. 10.—Corte por el Nanoh.

1, paleozoico; 2, pizarras color humo; 3, calizas y dolomias; 4, Flysch;
5, areniscas nummulíticas.

trecha hoja caliza con buzamiento Norte y pellizado en el
Flysch. Más aguas abajo, hacia 166,7/68,6, otro pequeño aflo-
ramiento calizo surge del terciario.

Las cimas están formadas por el Flysch y estos asomos
secundarios se presentan en los valles y depresiones. El del
barranco Tifratén se extiende hasta el paralelo 69 y presenta

una faja orientada E.-O. de hiladas areniscas rojizas que
forman un espigón al Norte de Buyahamed.

Una cumbre bien amplia al Sur de este aduar está consti-
tuída de areniscas que buzan al Sur. Estas son cortadas por
el barranco de Buyahamed. La sierra tiene su prolongación
hacia el Este formando las montañas entre este río y el Uringa,
presentándose al Norte, sobrepasada la vertical, el macizo de
Ihannachen.

No hemos visto asomo alguno en todos estos parajes del
substratum calizo a no ser unas muestras de caliza liásica
hacia 166,6/68,7, y aun esto es dudoso, porque podía no estar
in situ.

Hay continuidad en esta cuenca del Buyahamed entre el
Flysch del cordal del Tifratén y el que soporta la masa caliza
y dolomítica del Ihannachen, pero no conocemos el límite sep-
tentrional de este terciario.

H.—Hafa Sixan y Yebel Ihannachen.

Este monte se yergue de modo brusco en el país y domina
al Norte la faja estrecha y ondulada del paleozoico que le
separa del mar y al Sur la del Flysch mejor esculpida. El
macizo lo forman una larga y estrecha cuerda de calizas se-
cundarias y de dolomias que comienzan en 167/69 por la cum-
bre del Ihannachen que se alarga formando cresta hasta la
cumbre del Sixan a 1,2 kilómetros de aquélla, que se prolonga,
ligeramente encorvada al Noreste, que es cortada por el valle
bajo del Uringa, que llega al monte de cota 496 que domina a
la vez los ríos Uringa y Misiaba y que sigue hasta cerca del
segundo de estos ríos.

Si recorremos el macizo de Este a Oeste, en todas partes
apreciamos que los contactos son anormales y ambiguos. Co-

mienza el macizo a cuatro kilómetros al Sur de la costa. El espacio entre uno y otra está formado por paleozoico. Llega éste al Sur del aduar de Ihannachen. Entre éste y Tausalt un espigón avanza hacia el Norte constituido por paleozoico hasta la unión de los senderos que van a dichos dos poblados. Aparece después el Flysch con caracteres litológicos bastante semejantes a las grauvacas y areniscas del paleozoico para que la confusión sea posible aun a pequeña distancia.

Parece que este Flysch se apoya sobre el primario en posición normal sin que sea visible en su base el conglomerado luteciense. El contacto sigue el alto de la ladera que domina el barranco de Ihannachen y pasa por la terminación Norte del espigón de Tifratán. El collado que separa esta cumbre de la de Ihannachen que se eleva más al Este está formado por Flysch.

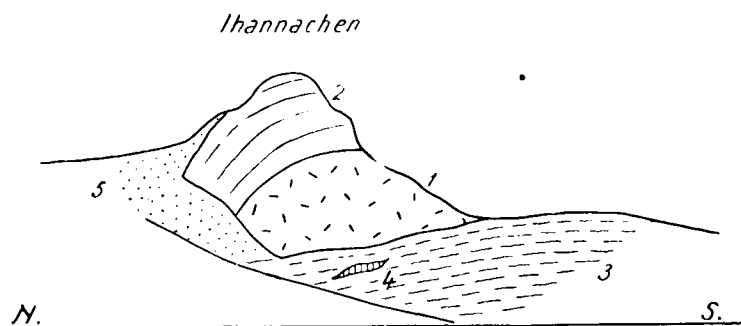


Fig. 11.—Terminación Este del macizo de Ihannachen. 1, dolomias; 2, bancos calizos; 3, Flysch; 4, pudingas del luteciense; 5, niveles areniscosos del Flysch.

Sobre el zócalo terciario bruscamente se levanta ingente un macizo escarpado formado por bancos calizos de poco espesor que se apoyan sobre dolomias que buzán 45 grados al Norte y que parece como si se clavaran en el terciario. En la parte terminal del macizo, que es a la que le corresponde el nombre de Ihannachen, existe un pequeño collado que gana el

sendero que rodea la muralla infranqueable. En éste se ve muy claro el contacto anormal. El Flysch sube un poco sobre las capas calizas septentrionales, envuelve su terminación Este, pero soporta indiferentemente la traza oblicua de las calizas o de las dolomias que les acompañan.

Al Norte sólo aparece la caliza buzando al Norte. En la ladera Sur aparece la dolomia que buza hacia este rumbo y se apoya sobre el Flysch. Los senderos pasan por debajo del contacto y sobre el terciario fuertemente plegado y a veces vertical. En él hemos recogido no lejos del punto 167,4/68,9 *Nummulites gallensis*, A. Heim; *N. globulus-Guettardi*; *Orthophragmina discus*, Kaufm., que demuestran la edad luteciense medio y superior de los bancos de este sitio.

Hacia el Este se extiende el contacto anormal de modo rectilíneo, lo que parece como si formara un plano subvertical. Al Norte, a la altura de Sixán, un barranco corta el macizo. Su cuenca de recepción nos indica el descenso del Flysch bajo la caliza, siendo el buzamiento del contacto anormal de unos 45 grados al Sur.

A esta cortadura del macizo, que puede ser debida a una falla transversal, corresponde un cambio de pendiente. La serie se levanta bruscamente, llegando a buzár, localmente, 80 grados al Sur.

Un corte de Norte a Sur de la ladera Norte de este monte hasta la cumbre de cota 805 metros se presenta en la figura 12.

Los elementos de las pudingas (4) son grandes y no muy rodados y entre ellos se encuentran algunos de calizas con silix. Conocemos desde luego pudingas lutecienses, que se asemejan mucho a éstas, pero la falta de fósiles nos impide hacer una precisa clasificación. De momento, y con dudas, las consideramos como nummulíticas. Podrían también constituir estas rocas detríticas la base de la serie caliza, pues en

su parte Sur están en contacto con las dolomias de la base de la serie y nada se opone a que deban su origen a un efecto de la transgresión por la que pudo empezar el depósito de los bancos calizos. Sabemos que el nivel del Lías inferior con *Rhynchonellina* es detrítico, pero, aunque no habíamos reconocido a éste cuando observamos el conglomerado en cuestión, no cabe duda que las facies de ambos son muy diferentes.

La parte superior de la vertiente de esta masa con cota 805 es completamente abrupta. Pero hacia 500 metros de al-

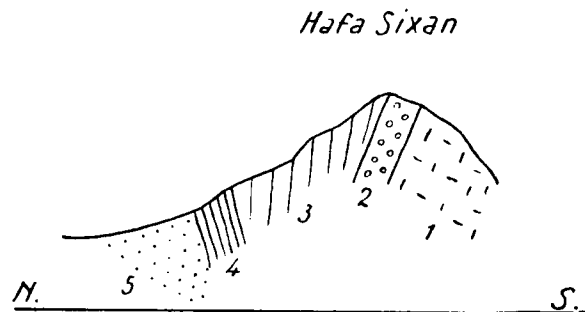


Fig. 12.—Corte del Hafa Sixan al Este del poblado de Sixan.
1, arenisca de aspecto nummulítico; 2, bancos calizos y margas calizas aplastadas; 3, bancos calizos potentes (*¿jurásico?*); 4, banco empinado de pudingas de la cima; 5, Flysch.

titud se presenta una estrecha faja de Flysch que se ensancha hacia el Noreste y que se corta en el congosto del Uringa.

Esta faja subdivide en dos parte Hafa Sixan, por lo menos en su parte oriental. La parte Sur presenta un gran descenso hacia el Este. Sus capas son subverticales, sobre todo en el contacto con el Flysch que se encuentra en la base de la ladera y llegan al Uringa hacia 170,2/69,3. El Flysch es aquí de tipo margo-areniscoso estéril y está completada la serie con areniscas color piel de león en la parte Sur de la cumbre entre los ríos Buyahamed y Uringa.

El Uringa describe una curva antes de entrar en el desfiladero que presenta dirección S.-N., o sea un poco oblicua con relación a la dirección general de la cordillera. Se prolonga la faja de caliza algo más estrecha hacia el Noreste al otro lado del valle.

El valle ancho lleno de aluviones ofrece un corte geológico muy complicado a causa de que las rocas han sufrido aplastamientos intensos.

Las calizas macizas son casi verticales, a la entrada aguas arriba del desfiladero. Son seguidas de calizas muy plegadas, con vetas de calcita y con espejos de fricción. Las capas buzando 45 grados al Norte pasan a bancos estrechos calizos. Por último, cuando se llevan caminadas dos terceras partes del desfiladero se presentan margas aplastadas con areniscas y otras rocas atribuibles al Flysch. Consideramos este Flysch como prolongación de la hoja de este terciario observada en la ladera Sur de Hafa Sixan.

En la vertiente izquierda del desfiladero las calizas aparecen más altas. Adelgazan hacia la base y ensanchan hacia el alto formando la cima. Parecen enclavadas y laminadas entre las capas aplastadas del Flysch y el paleozoico que desde este sitio van a constituir todo el terreno restante de la margen occidental del Uringa.

Conciliamos fácilmente este corte sencillo que acabamos de hacer con las observaciones hechas en líneas anteriores. La parte meridional corresponde al contrafuerte Sur del macizo y la masa caliza adelgazada hacia la base al Norte se prolonga por la propia cima de Hafa Sixan.

En la margen derecha del desfiladero los cambios y aplastamientos abundan más. No se presentan calizas macizas como en la margen izquierda, sino bancos calizos buzando 60 grados al Norte a la entrada del desfiladero.

En el corte del terreno se reconocen los niveles siguientes:

Calizas areniscosas en bancos estrechos.	
Calizas negras.....	6 metros.
Bancos margo-calizos dislocados.....	8 —
Idem calizos negros.....	5 —
Idem margo-calizos.....	50 —
Calizas en masas de aspecto jurásico.....	150 —
Idem con silex en bancos estrechos.....	8 —

Todo ello muy atormentado tanto al Norte como al Sur y en posición próxima a la vertical. Un paquete de margas rojas y verdes se acuña en seguida y descansa a 45 grados sobre areniscas. Estas lo mismo pueden ser primarias que del Flysch, aunque nos inclinamos a que corresponden al segundo de dichos terrenos. Un paquete milonitizado las separa del paleozoico auténtico.

Con estas observaciones nos damos cuenta de la situación

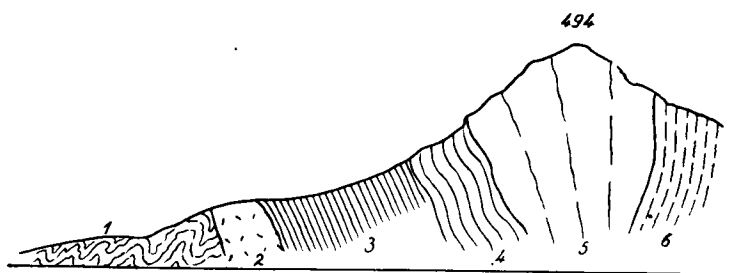


Fig. 13.—Corte del monte de cota 494.
1, paleozoico; 2, dolomias; 3, Flysch; 4, bancos calizos; 5, calizas en masa; 6, bancos calizos estrechos.

vertical del macizo, pero su estado de dislocación nos perturba para adquirir la visión de conjunto.

La faja de Flysch aplastado del Norte de Hafa Sixan y de este monte de cota 494 obliga a rechazar la idea simplista que viene a la mente en un primer examen con sólo observar la relación normal entre paleozoico y secundario del macizo.

Veremos más adelante que esta disposición está de acuerdo con el estudio que hemos hecho de su terminación Este. Ahora bien: una hoja de caliza muy estrecha se acuña en el contacto de paleozoico y Flysch. Se le sigue bien en la vertiente Norte de la cumbre y descende hacia el valle del Misiaba con un buzamiento de unos 60 grados.

El contacto de secundario y Flysch se le sigue muy empinado desde el Uringa hacia el Noreste.

El Flysch presenta inmediatamente al Sur una masa areniscosa sinclinal buzando en su conjunto al Norte y prolongándose por el Sur de Tiuraran.

El valle del Misiaba presenta grandes escarpas y es dominado por el Norte por el monte de cota 496. Hacia el alto de éste, en el collado al Norte del monte de cota 440, se observan areniscas y a distancia el contacto oblicuo de las dolomias del citado monte de cota 496 con el Flysch. Esta traza oblicua descende a media ladera y desaparece después por bajo de los derrubios.

De Flysch está formada toda la ladera del valle por bajo de la línea de contacto. El barrio Oeste de Tiuraran se asienta sobre este terreno que está rodeado por dos barrancos más al Norte. La superposición es cierta hasta el punto 172,1/70,8; más adelante no sabemos si continúa, aunque nos inclinamos a una contestación afirmativa. En todo caso ni caliza ni dolomias alcanzan el fondo del valle. La faja del Flysch del Norte da nacimiento hacia 172,9/71,1 a un pequeño barranco orientado al Este. Al Norte de éste termina la hoja caliza acuñada entre Flysch y paleozoico. No creemos que exista continuidad entre esta hoja y la de la cota 496.

Nos parece que el macizo calizo que se extiende desde el Ihannachen al monte de cota 496 al Suroeste de Punta Pescadores, constituye un Klippe clavado en el Flysch, independiente en un todo del paleozoico que es limitrofe y cuyo borde

presenta por todas partes contactos anormales. Muy empinado y acuñado verticalmente en el Flysch debe adelgazarse hacia la base hasta desaparecer. Se trata, pues, de un elemento exótico. ¿De dónde viene? Este es un tema interesante.

Para tener elementos de análisis que puedan servir para contestar a la pregunta formulada, conviene que hagamos antes el estudio de la última parte de la cordillera, pero no sin que previamente hagamos resaltar la importancia que en el referido macizo tienen los bancos calizos con relación a las dolomias, importancia que sobrepasa con mucho la que alcanzan sobre éstas los bancos calizos supradiásicos en la parte de la cordillera de Xauen y Lexchab. También hay que hacer observar que no hemos encontrado en el contacto de calizas y dolomias facies análogas a las del rhetiense o del Triás superior de la zona del Oeste y sólo un conglomerado transgresivo que parece indicar una laguna en el proceso de estratificación. Por último, la facies de la serie caliza de este territorio no nos es conocida.

I.—Punta Pescadores.

Entre la parte Norte del pie del monte de cota 496 y el mar, en las estribaciones subordinadas a la masa jurásica, sólo se observa el paleozoico bajo derrubios o bajo el cuaternario. Este paleozoico tiene su límite en los aluviones del Misiaba. En la margen derecha de este río se presenta el Flysch que corresponde a la zona externa de la Cordillera del Rif. Llega este terreno a la costa por primera vez en Puerto Capaz.

Este Flysch continúa formando la costa hasta Torres de Alcalá, a excepción de los espigones escarpados que dominan el poblado de Punta Pescadores. Al Sur de Sidi Yahia el Uardani encontramos algunos retazos jurásicos, pero son restos de Klippes continuación del de Hafa Sixan.

El Flysch forma en las cercanías de Punta Pescadores, entre el Misiaba y la playa del Huat, una sierra arrumbada al Noroeste, que culmina en Cudia del Colez, de unos 265 metros de altura y que se eleva rápidamente en Hafa de Tamsset a 600 metros de cota.

Hacia el Norte dichas escarpas dominan el mar. Al Oeste se encuentran los acantilados de Sidi Yahia el Uardani (102 metros), en donde se ha construido la posición fortificada

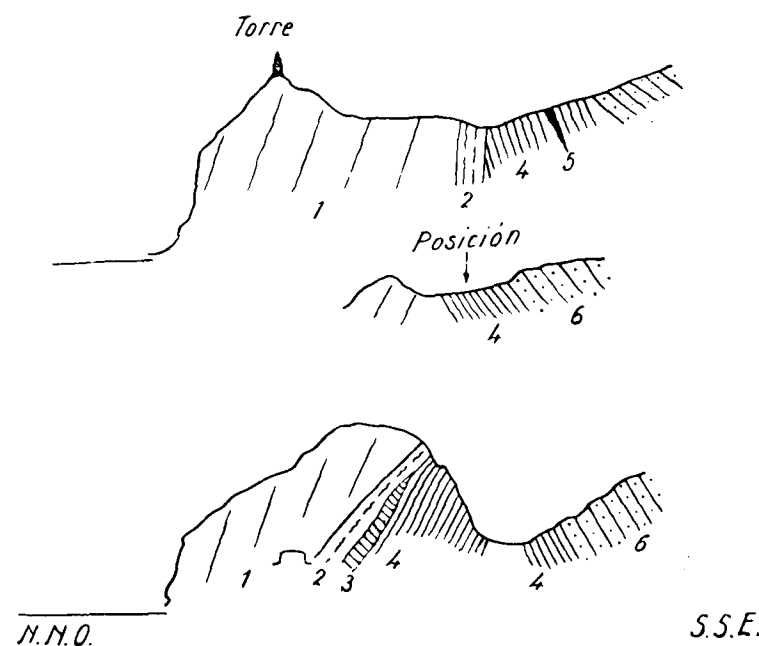


Fig. 14.—Tres cortes por Sidi Yahia el Uardani. 1, calizas en masa; 2, bancos calizos rosa recordando las del Malm mediterráneo; 3, margas grises y rojas del Flysch o del Triás que forman la separación entre secundario y Flysch; 4 y 5, Flysch rosa potente socavado por un barranco por el cual se sube a la posición; 6, areniscas y margas del Flysch pardo, común en la región, que forma la otra margen del barranco y que se extiende por toda la Cudia.

de Puerto Capaz. Al Este se presenta el espigón saliente sobre el mar que constituye verdaderamente Punta Pescadores. Entre estos pequeños cabos se abre una bahía ovalada unida al mar

por una pequeña garganta. El gran eje de esta ensenada tiene cerca de 500 metros.

El matrimonio Russo, en 1929, por fotografías tomadas desde avión habían creído ver en este paraje una morfología volcánica y atribuyeron su origen a un volcán. Posteriormente, al describir la repartición de rocas volcánicas en las costas de Marruecos, consideraron a este volcán como andesítico.

No existe tal volcán. El acantilado que domina Puerto Capaz está constituido por calizas blancas que buzanan fuertemente al Sur.

Los niveles 4 y 5 se presentan muy empinados en el co-

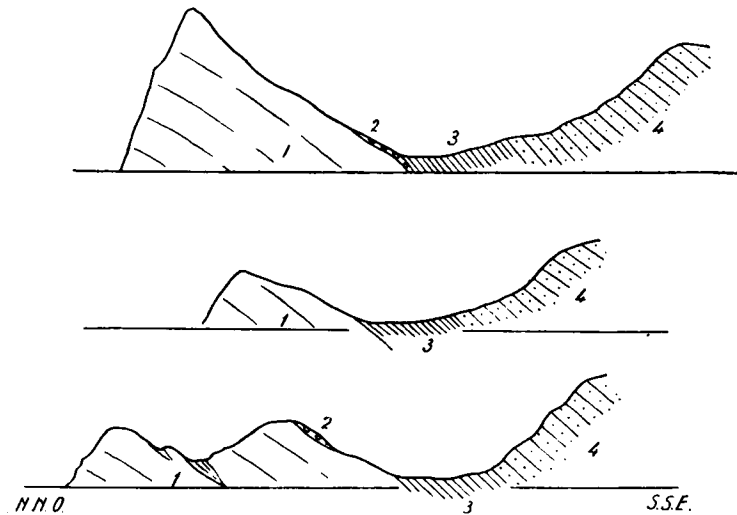


Fig. 15.—Corte por Punta Pescadores.

1, caliza en masa; 2, pudinga luteciense; 3, Flysch rosa; 4, Flysch pardo.

llado y no son allí visibles las calizas rojas. Por último, en el transversal de la torre se encuentran estas últimas y en límite entre los niveles 3 y 4 hemos encontrado *Nummulites gallensis*, Heim.; *N. globulus-Guettardi* y *Heterostegina reticulata* Rütim.

En la parte superior de las capas del Flysch rosa aun se

hallaron los mismos foraminíferos lutecienses, lo que demuestra la potencia que tiene allí este tramo del substratum.

La bahía se ve muy bien desde el collado y se puede apreciar que la garganta está constituida por la serie jurásica tanto al Este como al Oeste. En efecto, el promontorio que limita la ensenada al Este está constituido por calizas en masa que buzanan al Sur y se colocan normalmente bajo el Flysch. El socavamiento de este promontorio ha dado lugar a la formación de tres pequeñas bahías separadas por tres espigones calizos. En el más occidental se presenta un poco de Flysch pellizado que divide en dos la masa caliza. La más elevada presenta pudinga luteciense en la base del Flysch transgresivo.

El espigón medio, de poca altitud, no presenta más que la masa caliza sobre la que se apoyan los Flysch rosa y pardo.

El espigón más oriental es el de mayor cota. En el límite de las calizas, muy inclinadas, y del Flysch rosa se encuentra la pudinga.

Este espigón de Punta Pescadores es el último jalón calizo de la zona costera que nos es conocido hasta alcanzar la región de los Bokoia.

La morfología de esta punta es curiosa y su probable origen fué explicado en el capítulo II.

J.—La serreta de Hafa de Tamset.

Ya se ha dicho que esta sierrecilla es casi por completo nummulítica. Presenta sobre todo Flysch pardo en su parte Norte, es decir, en Cudia del Colez. La carretera que une Puerto Capaz a la general de Tetuán-Melilla se eleva desde la costa por el valle del Misiaba hacia El Kraar (300 metros) y después sigue la ladera occidental de Hafa Tamset.

Corta la carretera hacia su parte inferior calizas interca-

ladas en banquitos del Flysch que contienen *Num. gallensis*, A. Heim.; *N. globulus*, Leym.; *Orthophragmina discus*, Kaufm., del luteciense, después atraviesa una serie de afloramientos de calizas jurásicas que son agrupados en el promontorio por donde sube la carretera. No hemos podido establecer de un modo exacto en ninguna parte ni su arraigamiento ni su calbagamiento. Solamente indicaremos que estas masas aparecen en los altos sin contactos regulares con el Flysch, es decir, que parece se trata de un contacto anormal.

Tres asomos calizos se presentan en el monte El Kraar (1) representados en la figura 16. El más occidental, en donde se asientan las casas del poblado, es recubierto por el Flysch.

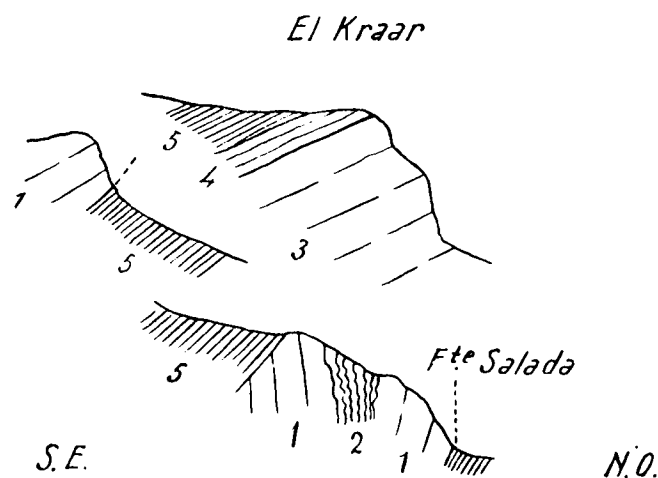


Fig. 16.—Retazos calizos de El Kraar.
1, caliza jurásica; 2, bancos calizos rojos; 3, bancos calizos potentes; 4, masas calizas; 5, Flysch estéril.

El segundo asomo calizo corona el Flysch. El tercero parece emerger y se presenta muy dislocado. En su pie brota un manantial salado (sin hallarse Trías en las proximidades).

(1) En el mapa está puesto equivocadamente El Kuar.

Parecen evocar estos asomos un cierto diapirismo. Un último retazo sobre el Flysch se encuentra en el punto 174,7/70,8 y a 100 metros de altura. Un monte de cota 265 metros un poco al Norte de los citados retazos jurásicos llama la atención por su acentuado relieve. Se trata de calizas y conglomerados que forman una faja que puede ser un anticlinal pellizcado en el Flysch y con una dirección E.-O. La hemos cortado al borde del mar, donde presenta una fauna de foraminíferos del luteciense (*Num. gallensis*, A. Heim.; *N. Gettardi*, De la H.; *N. globulus*, Leym.; *Heterostegina reticulata*, Rütim., *Assilina* sp.). No conocemos al Sur más estratos de referencia estratigráfica.

Desde el Sur de Kraar areniscas piel de león, parecidas a las del Aljibe, constituyen Hafa Tamset. Forman un extenso manto y coronan las cumbres. En la ladera Noreste buzan 70 grados al Norte y a causa de esta inclinación llegan cerca de la costa.

La cima E.-O. del Tissimelan, hacia el Suroeste, está formada por areniscas que constituyen una faja que parece intercalarse en el Flysch pardo. Puede que sean las mismas del monte de cota 440 al Oeste de Tuiraran, o también que correspondan a un pliegue del mismo género, sustituyendo el uno al otro.

En las partes altas de la cordillera estas areniscas tienen excepcional importancia. Dan a las cimas y picos una morfología particular, siempre dentro de la homogeneidad del terciario.

K.—La zona del paleozoico interno al Oeste de Puerto Capaz.

Nos conviene hacer observar algunas particularidades del paleozoico de esta zona que no hemos hecho en capítulos anteriores. Empieza en el Misiaba por formaciones de lo que hemos llamado paleozoico no metamórfico y se encuentra en las cercanías de la costa desde el Oeste del Uringa hasta el monte Ruies. Forma además una cuerda paralela a la costa, la del Timsurga, que alcanza 270 metros de altura.

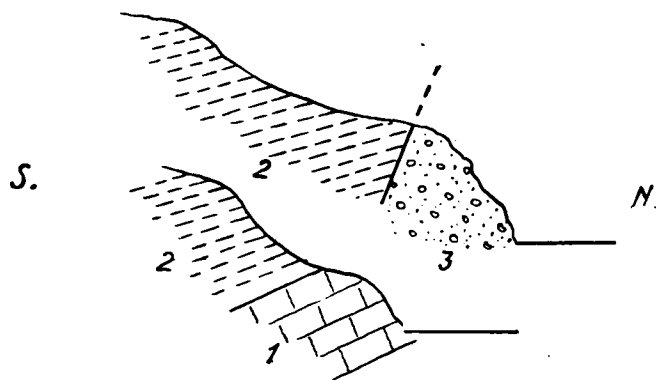


Fig. 17.—Dos cortes por punta Xohaumor.
1, caliza rosa paleozoica que pudiera constituir el nivel con *Orthoceras*;
2, filitas color humo; 3, pudinga terciaria.

La vertiente septentrional de este monte con acantilados muy escarpados presenta paleozoico metamórfico antiguo por debajo de otro más reciente, sin metamorfismo, y enfrente precisamente del Timsurga se encuentran filitas color de humo. Las capas más metamórficas buzan al Oeste recubiertas de derrubios hasta punta Xohaumor. No obstante, al Este de esta punta se observan bancos calizos rosa del paleozoico parecidos a los del siluriano con *Orthoceras* que soportan filitas

y un poco más al Oeste un paquete de conglomerados con cemento rojo en contacto, por falla, con filitas. Esta pudinga es postluteciense (1), porque hemos encontrado cantos del luteciense superior.

Si se sigue la costa hacia el Este se encuentra paleozoico hasta el río Mellah. Esta zona al Oeste queda por estudiar.

Hacia el Sur reaparece el paleozoico antiguo en el barranco que desciende del Timsurga en forma de un gran ojal. En la vertiente Sur los contactos de este primario con el paleozoico más reciente son enmascarados por los derrubios. Al Norte se presentan con más claridad. El interés de estas observaciones está en que aparte dislocaciones locales se presenta el primario en sucesión normal.

Sobre un anticlinal del paleozoico antiguo se asienta el santuario situado en el collado. Al Noroeste del punto 168/72 se encuentra un travertino que formó una placa y donde se pueden reconocer bloques jurásicos. Si no provienen de restos de un macizo análogo al de Hafa Sixan deben proceder de las erosiones de tiempos del cuaternario antiguo.

De paleozoico no metamórfico está constituida la cima que une el Timsurga con Hafa Sixan, así como los barrancos hacia Amexayé al Este y de Ihannachen al Oeste. El Flysch transgresivo comienza hacia 167,8/70,3 y ya lo hemos estudiado hacia Hafa Sixan.

No conocemos la zona interna paleozoica nada más que hasta aquí. Sin embargo, hemos podido observar cerca de la costa, en la margen izquierda del Tagara, un pequeño asomo

(1) Los cantos de caliza de aspecto singular y desconocido para nosotros por su aspecto blanco y sacaroide contienen *Alveolina larva*, A. Borci; *Orbitolites complanatus*, *Nummulites lævigatus* del luteciense, tal vez superior. Más adelante estudiaremos el problema que esta pudinga plantea.

serpentinoso. No conocemos del río Mellah más que su nombre evocador que incita a la investigación.

Otro accidente deberá también ser estudiado en la cuenca de recepción de este río por el cual las dolomías asoman en nivel más inferior que el paleozoico. Por su posición sobre la prolongación de la faja encorvada del Nanoh parece indicar que debe corresponder a una ventana. Lamentamos no haber hecho este interesante estudio.

Como nos falta el estudio de detalle de esta zona hemos considerado en nuestro trabajo al paleozoico en bloque. Más adelante puede ser que emprendamos un estudio metódico sobre estos terrenos antiguos.

L.—Relaciones entre unas y otras zonas estudiadas.

Desde la región de Asifan hasta Punta Pescadores los elementos de la cordillera o en relación con ella son: Una zona externa ocupada por el Flysch, una zona axial de osamentas dolomíticas y una zona interna paleozoica, tanto cabalgante sobre la zona axial, tanto desbordante hasta sobre la zona externa. Agreguemos que sobre o bajo el caparazón paleozoico se encuentran dolomías que hasta aquí nos parecían en posición normal. Estas rocas forman la faja de Cudia Takurt y puede ser que la del Nanoh.

Si suponemos quitado al paleozoico cabalgante, ¿cuál será el régimen de los pliegues?

Como ya sabemos, un anticlinal más extenso que los demás, el de Lexchab, desaparece a la altura de Had de Beni Derkul. Un pliegue más interno, el de Agbrod, muere al Sureste de Asifan. Un pliegue aun más dentro, ancho, individualizado en el transversal del collado de Taria, casi se desdobra en

Utlega y muere en Cudia Yama de Asagar. Todos están un poco encorvados con la concavidad al Noreste.

Más en el interior un amplio abombamiento, un pliegue de gran radio de curvatura se sigue desde el Tazaot a la Cudia Enchaf, y aunque se pierde allí por descenso de eje, un pequeño pliegue lo realza por Ain el Hayar y se puede suponer prolongación de aquél que viene a unirse al más externo de Utlega.

En la parte interna aparece un último pliegue en Cudia Takurt y viene a morir en Cudia Timargaden, sustituido un poco hacia el Norte por el sinclinal de Cudia Tanarast que se prolonga por el complejo de Nanoh. Sin atrevernos a sostenerlo, puede ser que más al Este exista otro pliegue que corresponda en profundidad, bajo el paleozoico, a la ventana del Alto Mellah.

En las regiones orientales el límite entre el terreno en su sitio y la masa corrida pasa desde el Sur de Cudia Tisguerán al monte de cota 1.101; la zona interna corrida y la externa sin moverse. Nos parece que los corrimientos tienen una amplitud muy variable; al Este, en la zona donde el haz de pliegues se aprieta, no se la puede medir.

El frente de corrimientos del paleozoico desborda bruscamente hacia el exterior, bordeado localmente de una faja donde la masa cabalgante sólo presenta secundario.

Se produjeron, sin duda, después de los corrimientos los pliegues cuyos ejes acabamos de enumerar. El acuñaamiento en sinclinal del paleozoico de Asifan parece así indicarlo.

En notas anteriores hemos manifestado la idea de que la dolomía que desaparece en túnel al Este del Buhia para volver a aparecer bajo el paleozoico de Sidi Ali Ben Yusef tiene superpuesta la serie primaria corrida y que las crestas dolomíticas del Tisguenatan y de Taurat el Moratin parecen estar normalmente apoyadas en el paleozoico. El estudio de los

perfiles de conjunto que hemos hecho nos obliga a modificar dicha hipótesis a causa de la aparición de las dolomias bajo el primario hasta Budkek. Si la dolomia de Ain el Hayar está subordinada al primario es preciso admitir que juega el mismo papel toda la cresta que está en su prolongación.

Hacia el punto 152,8/66 habíamos observado un pequeño testigo de paleozoico que nos indica claramente el paso del primario de Sidi Ali Ben Yusef por encima de esta dolomia.

La cima de Fusseren-Cudia Timargaden, situada más al Norte, la tenemos por autóctona. Por otra parte, la estructura que se deduce de la disposición en que se presenta Budkek y el recubrimiento aparente del primario de Cudia Tainza sobre la dolomia, nos induce a ver en esta parte un elemento de la cordillera caliza, o sea el autóctono bajo el primario cabalgante.

Nos parece que se debe a una superposición normal el contacto de la dolomia y del primario metamórfico a lo largo del arroyo de Aragulas y también parecen normales los contactos de Cudia Timargaden. En contraposición, el paleozoico de Sidi Ali Ben Yusef y el de Tisguenatan parecen corridos, lo que induce a suponer que en la cima de Fusseren un anticlinal del substratum perfora el paleozoico. Creemos que esta última interpretación está más de acuerdo con la estructura representada en los cortes que hemos hecho más al Oeste que la que hemos manifestado anteriormente.

Entre el Tisguenatan y el mar el terreno es mal conocido. Hemos hecho notar que en el Mellah se presenta un asomo del caparazón dolomítico. Si esto se confirmara, la presencia de la dolomia bajo el primario atestiguaría de un modo contundente la disposición que hemos dado a los cortes.

Al Oeste de Punta Pescadores desaparece el complejo corrido paleozoico sin que el contacto anormal sea visible a causa de los aluviones del Misiaba.

Conviene que hagamos destacar que la amplitud del cabalgamiento de esta serie paleozoica disminuye muy rápidamente desde el transversal de Bab Ziat al Este.

Nos parece que esta atenuación tan marcada es análoga a la que hemos sido obligados a admitir al Oeste a causa de los contactos de Sania Sultán hacia Tetuán en el gran arco dislocado cuyo estudio terminamos con este capítulo.

No pretendemos con nuestro trabajo que hemos acabado todas las investigaciones en la zona; muy por el contrario, queda mucho por reconocer y por estudiar. Sobre todo al Este del Jemis podían ser descubiertos testigos de primario sobre el Flysch. Desde distancia, la semejanza de facies impide distinguirlos y buscarlos. Ahora bien, es en un margen reducido donde estas investigaciones pueden tener lugar.

Seríamos más prudentes en nuestras apreciaciones si los pliegues continuaran más libremente hacia el Sureste indicando que no se presentaban trabas a los empujes y que éstos producían efectos uniformes; pero el apretamiento en haz de los pliegues en el Uringa nos pone de manifiesto un régimen de empujes limitados.

Tenemos un mayor interés en hacer estas manifestaciones porque el querer unir normalmente el frente de los corrimientos de la Cordillera del Rif con los del Bokoia podría llevarnos a la conclusión de que los corrimientos eran extendidos por todo este sector y que sus retazos habían sido derrubados. Lo que acabamos de manifestar se opone a esta interpretación.

Hemos observado en Punta Pescadores una sucesión normal del Flysch transgresivo sobre la caliza jurásica. La proximidad del primario nos ha hecho suponer que éste continúa bajo el secundario y que la serie está en su sitio y es normal. Sin embargo, no se trata más que de una suposición, pues ignoramos en este transversal cómo está constituida la serie

normal, de qué términos estratigráficos se compone, etc., Solamente por indicios nos hemos apoyado al emitir la hipótesis sobre la posición relativa de secundario y Flysch. El jurásico de aquí puede ser el mismo del de la hoja del pie Norte del monte de cota 496 que hubiera sufrido una más completa erosión antinummulítica. Mas el contacto de éste con el paleozoico no está precisado y no sabemos si ha existido o no despegadura. Si esta despegadura existiera, también se podría prever otra entre paleozoico y secundario, en profundidad, bajo Punta Pescadores.

Hemos indicado que la masa de Hafa Sixan no está arraigada. Es preciso saber de dónde viene. La serie que la constituye nos parece diferente de la que conocemos más al Oeste y aun en ciertos aspectos de la de Punta Pescadores. Como se presenta sobre un Flysch transgresivo y en parte sobre el primario, no se puede atribuir su presencia a fenómenos de diapirismo. A pesar de su situación con tendencia al soterramiento hacia el Norte, por lo menos en la zona del Ihannachen, por ahora no vemos en él otra cosa que un elemento exótico venido del Norte. ¿De dónde? No lo sabemos. Pero nos parece que su origen no debe estar muy lejos.

Comprendemos que en este sector son las consideraciones tectónicas lo más importante, pero no debemos olvidar algunas observaciones estratigráficas. El paleozoico ofrece sus tipos ordinarios: antiguo, metamórfico, filitoso y gneísico, cuando se aproxima al Filali, y de arenisca micácea y grauvaca con calizas alabeadas en su parte menos antigua. Pero nos ha llamado la atención de que en muchos sitios predominan los términos metamórficos en las alturas, sobre todo entre los ríos Buhia y Mter. ¿Aparecerá el paleozoico invertido? No estamos ciertos. Si fuera así, habría que ver en la estructura de este terreno no escamas ni corrimientos, sino un pliegue acostado completo cuya zona invertida es la única que se nos presenta a la vista.

Para dilucidar esta cuestión hacía falta estudiar bien las dislocaciones de la edad primaria que han afectado a estos viejos materiales y de las que nada conocemos.

Tan extendido como se presenta el Triás o permotriás hacia el Oeste, aquí no se le encuentra. Tal vez se puedan atribuir al mismo algunos restos hallados en los derrubios de la parte occidental del Ihannachen en el barranco que nace en el collado. También podían referirse a él algunas manifestaciones halladas en la cosfa y sobre todo hacia el río Mellah. De todos modos, son casi tan sólo las dolomias el único material secundario que impera aquí. Como son prolongación de las masas semejantes situadas más al Oeste atribuidas en su mayor parte al Triás, a este mismo sistema referimos las orientales. Ya hemos indicado que las series calizas metamórficas que las acompañan entre los ríos Jemis y Mter se parecen mucho a los cipolinos triásicos de los Alpes.

La caliza infraliásica que, en general, en toda la zona occidental corona a la dolomia, no existe más que hasta Utlega. Allí desaparece y reaparece en Nanoh. La ausencia de fósiles nos impide determinar si es la misma.

Nos parece que los dos niveles secundarios más elevados en esta zona son las calizas blancas de Punta Pescadores y las capas onduladas rojas que las acompañan; pero como la facies es vulgar, no sabemos si atribuir las al Lías o al Malm. También los bancos estrechos calizos de Ihannachen parecen jurásicos por su extensión y facies, pero la falta de fósiles nos impide corroborar este aserto.

No hay sorpresas en el nummulítico de esta zona. Reviste la misma facies que en las otras partes de la cordillera. Empieza con el luteciense por pudingas, presenta localmente capas margosas rosa y más generalmente series alternantes de margas y de areniscas pardas seguidas de arenisca rojiza o de piel de león, más o menos parecidas a las del Aljibe. Por

dentro de la sierra la serie comprende: luteciense, eoceno superior y una parte del oligoceno.

En Punta Xohaumor se presentan conglomerados del luteciense calizos y ponen sobre el tapete la cuestión acerca de su origen y edad. No conocemos esta roca más que en la costa. Las calizas lutecienses más próximas son las de Cudia Enchaf, donde se presentan grandes y abundantes *Nummulites*. Es cierto que es facies que se puede realizar localmente, pero de momento sospechamos que su origen está al Norte en el rodete liminar africano hoy desaparecido bajo las olas.

Como vamos a tratar en un capítulo aparte el exterior de la cordillera caliza, nos hemos limitado a ofrecer solamente las observaciones respecto al Flysch asociado al frente de los pliegues dolomíticos o superpuesto a la caliza de Punta Pescadores.

CAPITULO XIV

LA ZONA DEL FLYSCH

CAPITULO XIV

LA ZONA DEL FLYSCH

(Láminas II, III, IV y V)

A.—Las relaciones de la cordillera caliza con la zona del Flysch.

En capítulos precedentes, al pretender desentrañar la estructura geológica de la Cordillera del Rif, hemos hecho observaciones y hemos resaltado particularidades acerca de sus relaciones con la zona del Flysch. Ahora nos falta agrupar estas observaciones y datos en una visión de conjunto.

El Flysch es esencialmente margoso o pizarreño y hasta el presente la edad más antigua que se le ha atribuído ha sido el cretáceo; pero parece probable que pertenezcan al jurásico ciertos niveles, como el de capas negras que aparecen, ora en el valle de Nagla, ora al Sur del Had de Beni Derkul (hacia el Barranda) y aun más al Este.

No se conoce esta facies del secundario en la cordillera caliza y la transgresión senonense (maastrichtiense) no establece entre las dos regiones más que cierto parentesco geológico.

En los macizos del Kelti y del Sur de Xauen se presentan en las masas calizas alargadas elementos corridos y este heteropismo está muy de acuerdo con la amplitud de los accidentes tectónicos.

En cambio, las masas calizas que se extienden desde el valle de Tisukka al Buhia las hemos considerado como autóctonas, admitiendo que sólo debido a un accidente local se pueden presentar estas calizas en contacto con la serie pizarreña.

Es preciso que la estratigrafía confirme los argumentos tectónicos. Es necesario buscar encima del Lias calizo niveles estratigráficos que sean transición a la serie pizarreña.

No hemos podido presentar un corte bien preciso en el gran anticlinal de Buhal-la, pero sí hemos indicado la existencia de algunos jalones de la serie superpuesta a la caliza formados por un término complejo bastante potente que podría pasar por titónico o cretáceo. De este modo podríamos atribuir los bancos calizos de tipo de falsas brechas de las cercanías de Buhal-la al titónico y los conglomerados del espigón de Xerfat indicarían vicisitudes paleogeográficas en esta región de transición. Mas es preciso reconocer que esta indicación es muy incompleta, poco observada y de carácter muy local.

En la prolongación del anticlinal el horizonte margo-calizo rosáceo aflora entre el Had y la casilla número 21 de la carretera de Tetuán a Alhucemas y puede formar parte de la cubierta, así como el Lias diapirico que le perfora puede representar el substratum calizo referido originariamente a la terminación del pliegue hundido y adelgazado hacia el Sureste. De un modo comprobado no se encuentran más al Norte términos de unión entre las masas calizas y la sierra pizarreña. Únicamente puede verse algo de esto en el apuntamiento de Ischakhtiren.

Más al Norte, hacia Tetuán, hemos admitido que el anticlinal de Hafa el Ma, así como su prolongación meridional hasta Hafa en Nator son autóctonos. En verdad nuestros cortes hacen resaltar que desde el transversal de Ben Karrich

hacia el Norte el contacto de dolomias y de los terrenos de la zona del Flysch se presenta anormal a consecuencia de un pliegue-falla que se amplifica gradualmente.

Nos ha parecido lógico, sin embargo, conservar esta serie en el autóctono, porque una parte del Flysch del sinclinal que separa Hafa el Ma de Hafa el Tuab se puede referir por sus facies al tipo del Flysch cretáceo periférico. Este sinclinal ofrece, pues, un jalón entre la serie exterior y entre aquélla, que constituye los elementos internos de la cordillera caliza, desprovista de este tipo de cretáceo.

Aunque no exista en el borde externo de la cordillera calizo-dolomítica una oposición muy clara entre ella y la zona margo-pizarreña, lo positivo es que no se encuentra ningún jalón que atestigüe la continuidad de la facies Flysch con la facies caliza del Lias o del Jurásico.

En el segmento septentrional de la cordillera, posibles zonas de transición en el borde del anticlinal de Buhal-la, testigo hipotético de Ischakhtiren, indicios de formación autóctona en el pliegue externo de la sierra en Hafa el Ma, tales son los únicos argumentos que nos autorizan a admitir que la parte supuesta autóctona de la cordillera caliza se soterra, a pesar del pliegue-falla del borde, bajo la serie margo-pizarreña para formar el substratum profundo.

Aun menos indicios estratigráficos de esta disposición presenta el trozo de cordillera comprendido entre los ríos Had y Buhia. Pero el verterse a más del pliegue de Buhal-la el otro más interno que se nos presenta completamente enterrado en el Buhia demuestra *ipso facto* el carácter autóctono del último, y, por consiguiente, la continuación por debajo de la serie margo-pizarreña de su osamenta dolomítica y caliza. Es decir, que podemos admitir a esta formación como el substratum del Flysch desde Ceuta a Punta Pescadores, por toda la parte externa de la cordillera.

Sabemos que en la zona francesa y en la parte occidental de la española las reapariciones del triás no son con facies dolomítica, sino con facies germánica. Debe, por tanto, existir bajo la serie pizarreña un paso lateral del triás marino al triás salobre continental. En contraposición, cuando el lias emerge se presenta en forma caliza o margo-caliza de facies marina.

La serie margo-pizarreña se extiende mucho transversalmente a la cordillera. Lacoste la ha descrito dándole el nombre de Flysch cretáceo. Más hacia el Este (Ketama y otros varios sitios), con diversas variaciones de facies, debe estar comprendido en este Flysch no solamente una gran parte del cretáceo, sino también el jurásico superior.

El estudio de esta serie pizarreña se sale fuera de nuestros propósitos. Nos basta con hacer resaltar que dejando la zona interna del Rif se entra en un país que con motivos varios presenta hasta el Rif meridional un carácter general enteramente diferente del que presenta la cordillera. En las líneas siguientes describiremos brevemente los rasgos salientes de la zona de este Flysch inmediato a la cordillera objeto de nuestro estudio.

B.—Extensión del Flysch cretáceo en la periferia de la cordillera caliza y los sinclinales del nummulítico.

Como ya se ha indicado, Doncieux y FalLOT han hecho un primer estudio de la extensión considerable de esta formación, de cuyos caracteres principales, resumidos, hemos dado cuenta en el capítulo stratigráfico. En ella se presentan areniscas que merecen algunas observaciones.

Se puede indicar, de una manera general, que la mayor parte del valle del Hayera hasta el collado por donde pasa

la carretera para ganar Taranect está constituido por este cretáceo siempre confundido con el nummulítico. La delimitación de estas dos formaciones es muy difícil, primero porque fuera de las margas amarillas o rosas con foraminíferos las demás rocas terciarias difieren muy poco de las del cretáceo, y en segundo lugar, porque los tirs recubren a unas y otras y tapan los contactos y sus niveles característicos.

1.—Región de los Anyeras.

Ya hicimos observar en 1930 la extensión del nummulítico en el territorio comprendido entre Tánger, la Cordillera del Rif, el Estrecho de Gibraltar y Rio Martín. Nada tenemos que rectificar en los niveles cuya clasificación se hizo por determinación de formas fósiles, pero es muy posible que entre afloramientos bien observados el Flysch cretáceo ocupe bastante extensión.

Al Este de Tánger (Malabata, Zeitun) y entre Tánger y El Borch (El Hareb), el luteciense se presenta transgresivo sobre el senonense. Las mismas relaciones stratigráficas se presentan en el Fondak de Ain Yedida, entre senonense y eoceno medio. Pero aun más: el ojal cretáceo señalado entre El Borch y el Fondak por los autores del mapa español 1 : 100.000 es más grande que lo que se había creído en un principio y presenta muchos fósiles. Así lo acreditan las hojas que forma actualmente en la zona atlántica la Comisión de Estudios Geológicos de Marruecos. Dislocaciones mal conocidas por semejanzas de facies y por el enmascaramiento a causa de la maleza, parecen deben existir en las cercanías de la cordillera caliza. Lo incompleto del estudio hecho hasta ahora sólo hace adivinar la extensión importante del cretáceo y pueda ser que sea preciso separar del nummulítico muchos

asomos de que siempre se refirieron a este terreno con el nombre de areniscas del Aljibe para incluirlos en el cretáceo. Sobre todo al Norte del collado del Fondak la separación no está aún hecha entre areniscas secundarias y terciarias.

Los accidentes en el cretáceo donde han podido ser definidos presentan una orientación E.-O., es decir, casi normal a la alineación general de la cordillera.

El Yebel Gabri se yergue al Norte del camino del Fondak a Tetuán. Este y los relieves que le acompañan descienden hacia el Este y son separados de las colinas del Flysch, que forman contrafuertes en la cordillera caliza y en donde Dupuy de Lôme ha hallado recientemente *Paleodictium* en el valle del Jemis afluente del Martín.

Las investigaciones hechas por nosotros en esta región lo fueron en tiempos en que creíamos que todo el Flysch era nummulítico. Pero ahora nos parece que las margas pizarreñas de color verde oliva que ocupan la depresión en la bifurcación del camino del Jemis de Anyera son cretáceas. A no dudar, el cretáceo superior juega un papel preeminente en los fondos de los valles. Es más, las areniscas muy plegadas que coronan el Yebel Gabri podían muy bien corresponder a esta formación.

No cabe duda sobre la existencia de una faja nummulítica muy plegada en donde está bien reconocido el eoceno superior que forma el Yebel Hedia y orientado al Suroeste atraviesa el barranco de Agroz, pasa cerca de casa Aspillarada y Boknadel y se extiende hacia Sidi Danet.

Al Este de este sinclinal las vertientes hacia Sidi el Mogi al Norte de la carretera y de Baroya al Sur, están constituidas por materiales cretáceos acompañados, entre Sidi Tayeb y el monte de cota 326, de areniscas rosáceas. A la altura de Saada esta cumbre es cortada por el Flysch eoceno muy empinado que forma un estrecho sinclinal atravesando el Xekor

y que se prolonga al Sureste hacia Sgarma y Filalix. Entre este sinclinal estrecho y los espigones de Laucien parcialmente coronados de neogeno no conocemos más que margas pizarreñas de color verde oliva que corresponden al cretáceo.

2.—Región al Norte del río Beni Ider.

Se consideró siempre la sierra de Beni Ider como nummulítica. Las cosas se presentan mucho más complicadas.

La sierra se alinea según una dirección N.-S. desde un macizo bastante poblado de cota 526, donde se eleva entre otros el Marabut de Sidi Mamune hasta el río Beni Ider. Al Sur del congosto de este río los relieves se prolongan por el macizo de Kelaa y Beni Raten para llegar casi a Zoco el Arbaa de Beni Hassan.

En el macizo de Sidi Mamune toda la zona septentrional está erizada de areniscas. En conjunto, son alineados los bancos de esta roca de O.NO.-E.SE., aunque en detalle ofrecen buzamientos variables. Aguas arriba del Menkal aparecen estos bancos repartidos en la serie pizarreña, pero desde el montículo de cota 300 metros en las proximidades de la pista militar, las areniscas forman la casi totalidad de los afloramientos.

Estas areniscas rojizas no se pueden separar de la serie pizarreña que coronan. Si ésta es cretácea, nos parece que aquéllas también lo deben de ser. Desde luego el terreno que constituye el montículo de cota 325 en las proximidades de Sidi Mamune hay que referirlo ciertamente al senonense según se deduce del estudio hecho al microscopio en el Bureau de Recherches Minières de Rabat, en las margas preparadas y lavadas y en las plaquitas un poco brechoides que a aquéllas acompañan.

El pequeño sinclinal del Sur de Saada está pellizcado en este cretáceo que se adelgaza y afila aguas arriba de Filalix.

En la ladera Este del cordal de cota 325 de Sidi Mamune hacia las cumbres de Chajbelu se encuentra nummulítico, pero en derrubios o sin que esté bien reconocida su procedencia. Los bancos de arenisca, alineados en la forma indicada en el mapa, se prolongan reduciéndose hacia el Sureste.

Hacia el Sur las areniscas dejan el sitio a rocas menos resistentes y el relieve de la cumbre se dulcifica. Se presenta muy constante una serie de margas pizarreñas y de areniscas rojizas muy blandas. Al Norte de Ylzahes y más adelante, a la altura de Darnihin o Sidi Ain Saya, las areniscas interestratificadas presentan claro el buzamiento. Hacia Ylzahes, éste es al Norte, y más al Sur lo hacen hacia este último rumbo.

Toda esta serie parece homogénea, pero su edad con exactitud no ha podido ser determinada más que entre Susen y Handasen.

Se deduce de la forma de buzamiento los bancos del cretáceo que las líneas directrices de los accidentes son casi perpendiculares a los de la cordillera caliza.

3.—Valle del Hayera.

En la parte baja de este valle el Flysch nummulítico aflora en dirección submeridiana, o sea paralela a la cordillera. Está constituido este nummulítico por bancos calizos algo detríticos y margas. Pastora ha sido el primero que ha definido el luteciense en la terminación Norte del Dahar Chiforni. En este cerro se encuentra la misma arenisca hallada en Cudia Guensura. El Hayera socava los estratos nummulíticos existentes entre los dos citados montes.

La prolongación de estas calizas lutecienses se encuentra en las proximidades del codo que forma el arroyo de Beni Ider en su encuentro con el Hayera, pero en este sitio las calizas se presentan empinadas y con buzamiento hacia el Noroeste. Los afloramientos de este terreno siguen hacia el Sureste en el espigón septentrional del Yebel Kerikera, donde la maleza nos impide observar su continuidad.

Por estar al margen de la cordillera objeto de nuestro estudio no hemos dedicado el tiempo necesario al estudio de esta región. Así, no hemos podido definir de un modo exacto los contornos occidentales de este nummulítico, es decir, la línea de contacto entre el terciario del valle y el cretáceo de las cumbres. Sin embargo, el nummulítico ha sido observado en la vertiente occidental del Dahar del Delsa y se le ve extenderse hacia Nusén.

No pudimos observar separación bien clara entre terciario y secundario, pues los lechos delgados que buzaban al Noreste en el espigón de Haminex no se sabe a cuál de los dos sistemas pertenecen por no haber hallado foraminíferos. Sin embargo, la inclinación hacia el valle del Hayera de estas capas, la existencia de nummulítico al Este de Nusén, la extensión de las capas con aspecto de este terreno hacia 100,3/105,1 (aunque no hayamos podido confirmar la edad), permiten pensar que el borde sinclinal debe dar una intersección normal en los espigones que dominan por el Oeste el Hayera.

No se ha podido precisar el borde Este del nummulítico, pero se puede deducir su posición de algunas observaciones. Ya hemos dicho que es el nummulítico el que se encuentra en contacto con la dolomía de la cordillera caliza entre Ben Karrich y Zinat. Por bajo de este nummulítico, cuya edad luteciense está comprobada, las margas pizarreñas de color verde oliva del cretáceo forman toda la vertiente hasta aguas abajo de la nueva carretera.

Hay fundamento para suponer que morfológicamente el antiguo curso del Hayera ha debido pasar al Este de Cudia Guensura y Dahar Chiforni, aunque sólo imperceptibles aluviones (que pudieran tener un origen local) ocupan los collados que existen hoy al Este o al Noreste de estos montes.

La serie pizarreña aparece por todas partes y en la vertiente oriental de Cudia Guensura las areniscas que buzan al Este parecen subordinadas a las margas pizarreñas. Como estas areniscas en dos sitios presentan niveles con foraminíferos eocenos, puede interpretarse estas posiciones relativas de dos modos: o que la serie nummulítica se soterra bajo las capas pizarreñas que tendrían que pertenecer al eoceno superior o al oligoceno, o bien existe una cierta inversión en el borde del sinclinal nummulítico.

La última interpretación nos parece más conforme a la realidad, ya que esta disposición se explicaría muy bien por el efecto producido como consecuencia de la formación de la cordillera caliza situada a unos dos kilómetros al Este.

En el capítulo correspondiente hemos descrito las cumbres que dominan el valle del Taranes, y en nuestro mapa quedan indicadas las hiladas de areniscas. Como éstas presentan la facies del cretáceo, nos parece lógico atribuirles esta edad. Se puede observar que están afectadas estas fajas por los pliegues de la cordillera caliza, y asimismo se observa una orientación oblicua con relación al Flysch nummulítico que aparece entre la maleza al Noreste de Afurit.

Debemos advertir que el límite de las zonas de areniscas no está representado en el mapa con fidelidad. Dichas zonas no son continuas, pero hemos querido indicar con ello las regiones en donde los bancos dispersos de arenisca se multiplican gradualmente. Tampoco está bien preciso el límite del cretáceo y nummulítico al Sur de Dar el Merabet.

Con su facies propia se presenta el cretáceo en el fondo

de la depresión del Hayera a partir del collado por donde atraviesa la nueva carretera al Este de Kerikera. Desde el pie de la cordillera hasta la estación del ferrocarril desaparecida y hoy dedicada a casa de peones camineros, se encuentra el Flysch corrido bajo tierras cultivadas que lo tapan impidiendo ver afloramientos bien claros.

Si se pasa el río Taranes y se vuelve hacia el fondo del valle del Nagla, se observan los niveles más profundos de la serie pizarreña. Está esta serie aquí constituida por margas pizarreñas negras con bancos oscuros de cuarcita. Por no existir fósiles no se puede precisar su edad. Las capas están muy empinadas y son tanto afectadas de pliegues paralelos a los de la cordillera caliza, como orientadas en dirección normal, o sea E.-O.

La vertiente occidental del valle está formada por esta serie oscura y por los bancos de color verde oliva de los niveles más altos.

4.—Yebel Kerikera y la sierra de Kelaa de Beni Raten.

Desde el Yebel Kerikera las areniscas que aparecen en las partes altas, lo mismos que las de más al Norte, tienen dirección E.-O.

Insistimos en que en el curso del Beni Ider entre su confluencia con el Nagla hasta la salida del macizo montañoso, en donde toma el nombre de Hayera, las areniscas están muy levantadas y presentan intercalaciones amarillentas y de microbrechas donde se encuentran foraminíferos del cretáceo superior.

El nivel de areniscas orientado E.-O. del Yebel Kerikera sigue por el espigón entre los arroyos Nagla y Beni Ider, donde ofrece un buzamiento al Norte. Por bajo de las arenis-

cas en capas abigarradas se encuentra la fauna senonense con *Rosalina*. Lo mismo ocurre al Sureste de Ahbak. Por último, en el lado Este de la base del collado Es-selha se ven capas semejantes de la misma edad y hacia Aguelman episodios con *Rosalina*. Por consiguiente, en todo el macizo aparecen testigos senonenses. No son separables las areniscas de los bancos de la formación que aquéllas coronan porque no se ven indicios ni de discordancia ni de transgresión; se observan pasos graduales de una a otra facies. Como consecuencia, aunque sin fósiles, las areniscas en este sitio tenemos que referirlas al cretáceo superior.

Debemos, sin embargo, hacer presente, que una faja que aparece aguas abajo del barranco del Xehbex tiene que referirse indiscutiblemente al eoceno, está constituida por margas abigarradas con bancos calizos con *Ortophragma* tan típicos del Flysch nummulítico en toda la cordillera caliza (58 a 60).

Las areniscas de Kelaa de Beni Raten se aproximan hacia la cumbre de Afurit, pero los derrubios y la maleza impiden conocer su verdadera posición. Es el mismo horizonte de areniscas en parte *in situ* en parte dislocado de la Loma de Sarka. La situación de este horizonte se hace más clara, aunque menos potente en su presentación, al Sur de Cudia Taimus. Se observan muy bien los buzamientos generalmente al Norte, en la cumbre de Yemaa el Beida.

Su edad corresponde aún al cretáceo, pues se encuentran asociadas las areniscas a margas y calizas de color claro con fractura astillosa de tipo senonense cuya edad se puede precisar por un delgado lecho de microbrecha con *Rosalina* y otros orbitoides.

Hacia el Oeste el barranco Megas el Gad-dar, oblicuo, con dirección Noroeste, separa el cordal Kelaa de Beni Raten-Yemaa el Beida de un macizo más importante que domina el Zoco el Arbaa y que constituye el límite de los Beni Hassan

con los Beni Lait. Al Norte esta sierra forma la Loma el Kul-la, Cudia en Nator y Cudia Abd el Gani, con cotas de 900 a 1.000 metros. La sierra se sigue aún al Sur en unos 10 kilómetros libre de complicaciones estratigráficas. Hacia la parte septentrional un rasgo claro se nos presentará.

En la serie se pueden observar areniscas blandas, casi molasas por alteración, y margas pizarreñas de tipo cretáceo. Toda ella buza regularmente al Norte y parece constituir una formación compleja muy potente. Hacia el Jenak el Yemaa en Cudia Abd el Gani y en las partes bajas a un kilómetro al Este de Hadafa, niveles con *Rosalina* definen el cretáceo superior.

Es al Sur de Hadafa el único punto donde hiladas coloreadas, muy localizadas y con foraminíferos, indican la presencia del eoceno medio, pero a causa de los cultivos y de la vegetación no se puede precisar el contorno del afloramiento. El rasgo saliente de esta parte del macizo lo constituye la regularidad de la pendiente de unos 30 grados al Norte de la serie potente del senonense.

5.—La zona del Flysch en los alrededores del Zoco el Arbaa.

No se han hallado fósiles en el collado que separa la cuenca del Negla de la del Hadafa, pero la facies es la misma hasta Zoco el Arbaa. La carretera nueva que pasa al Sureste de la posición está trazada sobre la prolongación de las capas negras atribuidas a niveles secundarios antiguos. Corta la carretera los aluviones de la pequeña planicie de Sidi Hamad el Hach y en un barranco estrecho en los alrededores del arroyo Haba. Fallot y Doncieux han advertido y descrito con detalle la existencia en esta región de un cretáceo muy importante. Hablaremos sólo aquí de su repartición y de su estructura.

Sólo en una estrecha hilada aparece el Flysch nummulítico al pie de la cordillera caliza. En el collado de Xeruta no hay más que cretáceo, pero no podemos distinguir un pliegue principal entre la infinidad de pliegues secundarios. Los bancos de arenisca son muy reducidos y sólo se ven algunos niveles o un poco brechoídes o de calizas asociadas a margas abigarradas como en las proximidades de la nueva carretera, un kilómetro aguas abajo de Ain Hamra. No bastan para indicar la posición de las líneas directrices, mas si se gana la vertiente occidental del valle se puede observar una faja de Flysch que pasa hacia 700 metros al Sur del barranco de Lila Afersiguan.

En las cercanías del río Lau ocurre lo mismo. Las montañas que separan Zoco el Arbaa de los Beni Lait y que se prolongan al Sur de Cudia Abd el Gani creemos darán con el tiempo datos útiles, pero por ahora no tenemos más que una idea confusa.

Se ha hecho resaltar la extensión del cretáceo superior con buzamiento al Norte hasta Cudia Abd el Gani. Desde el Sur de este vértice y hacia Serrera aparecen hacia el Norte las capas con *Lepidocyclina* alternantes con areniscas y con suave buzamiento. Se extiende esta serie hacia el Sur hasta el collado Jenak de Rand y aquí la presencia de *Nummulites* determinan con precisión su edad eoceno superior.

Sobre estas capas se apoyan en Cudia Farsiuan areniscas estériles alternando con calizas margosas claras, de fractura astillosa, de tipo cretáceo; pero en Bab el Chaib aun se observa el nummulítico debajo de esta serie. Por consiguiente, en las cumbres aparece el eoceno y el oligoceno en desconocida relación con el cretáceo que se halla más al Norte.

Pero, además, nummulítico con base abigarrada y localmente detrítica se apoya contra estas capas buzando en líneas generales hacia E.-NE. Forma este nummulítico el espigón de Afhiren y se prolonga al Norte hacia Taramesaal y hacia el

Sur hasta la faja nummulítica roja situada al Sur del barranco Lila Afersiguan.

Que este afloramiento del terciario esté alineado según la dirección NO.-SE. que tiene el borde de la cordillera caliza, no explica ni sus relaciones extrañas con la serie de un terciario más moderno que forma la cumbre de Cudia Abd el Gani y Cudia Farsiuan, ni anomalías de repartición de faunas como la que representa que en una misma faja roja al Sur de Exila se presenten fósiles correspondientes al eoceno medio y al eoceno superior.

Como no creemos que haya podido existir error en la recogida de muestras por haber sido verificados los resultados varias veces, resulta que es preciso considerar como nummulítica la serie formada por alteraciones de areniscas blandas y margas pizarreñas oscuras, y esto obliga a admitir un contacto mecánico de la faja del Flysch de colores y del espigón de Afhiren contra la serie cretácea. Sería necesario, para poder dilucidar bien esta cuestión, consagrar mucho tiempo a un estudio que nosotros no hemos hecho por caer fuera de nuestro principal empeño.

6.—Los derrubios de Hamara.

Si se confirman las dislocaciones importantes que creemos existen en la cordillera, el camino más seguro para hallar el origen de la posición anormal del Flysch sería buscarlo en el frente de El Babat. Esto obliga a tratar de la cuestión de los hundimientos de Hamara.

Son conocidas desde hace tiempo hacia Isumaten y en el talud que domina el barranco de Haba acumulaciones de grandes bloques dolomíticos. Se explicó su presencia por hundi-

miento y como tal se tuvieran si los más avanzados de ellos no aparecieran en la margen Oeste del barranco colgados sobre las cimas que dominan al Norte y al Sur el arroyo de Lila Afersiguan. Estos restos, por tanto, se apoyan sobre el cretáceo.

No se pueden referir a un asomo anticlinal. Pero por su extensión y por su repartición se les puede considerar como retazos dislocados del conjunto, y formando como una avanzada de los corrimientos de la serie El Babat. Los autores del mapa geológico 1 : 400.000 los consideraron de este modo y no como hundimientos y lo representaron como pertenecientes al jurásico. La existencia de la faja normal del Afhiren, si se comprueba, parece abogar en pro de esta interpretación.

Otra interpretación cabe y fué sostenida por uno de nosotros. Es preciso hacer presente que los bloques son repartidos a modo de grandes derrubios, pudiéndose haber deslizado sobre un Flysch que pudieron hacer plástico las aguas de lluvia. Si ciertos restos dolomíticos coronan el talud Oeste del valle del Haba, se puede admitir que ellos fueron repartidos por la acción de la gravedad ya en el plioceno ya en el cuaternario antiguo, es decir, antes de la fase de socavamiento activo en la que se puede observar la historia reciente de la erosión fluvial de este barranco.

7.—La vertiente occidental del valle del Haba hasta Cudia Tafraifa.

Las margas pizarreñas de la serie secundaria reinan desde el Sur de la Cudia Afersiguan hasta las cercanías del puente de Fomento. El barranco afluente del Haba al Sur de la citada Cudia Afersiguan corta algunos relieves situados al Este de Adayoz. Las capas, en su mayor parte cretáceas, están muy levantadas y marcan líneas directrices casi de orientación me-

ridiana. Mas esta observación sólo tiene un carácter local y desde este sitio hasta la sierra del Yebel Tafraifa no se pueden fijar orientaciones tectónicas en las margas pizarreñas. Acerquémonos, antes de discutir esta sierra, a la cordillera caliza.

C.—La cuenca del Lau de Dar Acoba a Bab Taza.

Si se observa el curso superior del Lau cerca del contacto con la caliza, se puede apreciar que la base de la vertiente está formada principalmente por la serie margo-pizarreña con bancos calizos delgados de arenisca, pero que en las proximidades de la cordillera aparecen niveles claros de areniscas.

Estas areniscas forman un espigón al Sur de la presa de Dar Acoba y sigue una línea de crestas desde Cudia Amessef hasta Cudia Igurguran. Cortada esta faja por el amplio valle del Kalaa al Oeste del aduar de este nombre y se la ve constituir todo el complejo de areniscas citado por Fallo y Doncieux (58-60) y descrito someramente en nuestro capítulo referente al Flysch cretáceo.

Si se considera a este complejo en conjunto y si se tiene en cuenta la disminución de su importancia en las partes bajas de las vertientes del valle del Kalaa, parece deducirse que se presenta en disposición sinclinal.

Capas referidas al nummulítico han sido señaladas hacia 118/72,3 al Oeste de Kalaa. De modo que si las areniscas forman en sinclinal y se hallan un poco invertidas a consecuencia del empuje del frente del Yebel Kalaa, la presencia del referido terciario señalaría aproximadamente la charnela sinclinal y el complejo de areniscas sería, a no dudar, cretáceo.

La serie de areniscas dibuja una pequeña curva y parece señalar una pequeña inversión en su extremidad, o sea al Oeste.

Había que suponer que son prolongación de éstas las areniscas que afloran en contacto con las calizas y dolomias próximas al rico manantial de Xauen, las lajas de areniscas de Cudia Tadrart, las de la Cudia del Gazuli y de Cudia del Bab el Had con las cuales uniremos el macizo areniscoso del Este de Bab Taza.

Estas areniscas señalan en el terreno las líneas directrices del Flysch en toda esta región en una longitud de unos 18 kilómetros, y estas líneas deben su orientación a los accidentes de la cordillera caliza.

Pocos niveles guía se pueden observar en la depresión que forma el valle del Lau, porque la maleza cubre casi todo el terreno lo mismo en las sierras cretáceas de Cudia Tadrart que en la vertiente Este del macizo de Sidi Sugna.

Bajo los derrubios reaparece muy plegada la serie margopizarreña sin que se pueda descubrir claramente la zona sinclinal.

Este mismo aspecto se presenta en Cudia Serrok, donde se observan las mismas areniscas hundidas y también en las cercanías del ramal de la carretera de Dra el Azef y en la depresión que se ha aprovechado para el trazado de la carretera entre Cudia Bezelun y Yebel Jesana para llegar a Bab Taza.

Pretendiendo sólo desbrozar este problema del Flysch, no insistimos más sobre la naturaleza de los terrenos de esta zona, pero en estudios minuciosos de estas margas pizarreñas, mediante lavados y examen de placas delgadas al microscopio, se llegaría a diferenciar niveles y por consiguiente a conocer la situación de los distintos repliegues que seguramente se han de presentar.

D.—La sierra areniscosa del Sidi Sugna y sus anejos.

A partir de los valles del Lau y Haba la topografía es muy diferente de la de la sierra caliza y sus alrededores. Cumbres muy estrechas e irregularmente ramificadas separan valles anchos de pendientes regulares esculpidos por un rejuvenecimiento relativamente reciente de la erosión.

El Yebel Sidi Sugna (1.600 metros) y su prolongación al Noroeste por Cudia Tafraifa, limite entre los Beni Lait y Beni Telid, y que prosigue en una cresta casi rectilínea que corta los Beni Aros, forma la primera línea de sierras. Al Oeste otra línea de sierras con dirección Noroeste se la ve partir de la confluencia de los ríos Lucus y Mensora por montes con alturas de 500 a 600 metros.

En todas estas sierras dominan las areniscas, pero no forman sencillamente arrugas paralelas. Se observan cadenas transversales con buzamientos complicados.

Solamente nos vamos a ocupar aquí de los accidentes próximos a la cuenca del Lau y por tanto a nuestra cordillera caliza.

Como las areniscas forman la sierra Yebel Sugna-Cudia Tafraifa, no se pueden observar en este macizo líneas tectónicas claras. Hemos procurado hacer un esquema de ellas en nuestro mapa, en donde se pueden observar buzamientos ligeramente orientados al Oeste, al Sur del macizo de Sidi Sugna y al Suroeste hacia Sidi Magfi.

Los buzamientos son al Norte en el collado de Sidi Benaya (1) y los bancos de areniscas de Cudia Safri se prolon-

(1) En notas anteriores se le daba el nombre Sidi el Had.

gan al Noroeste ligeramente alabeados. Parece que todos estos buzamientos indican un alineamiento NO.-SE. En el espigón de Talamusa las areniscas aparecen difusas y los buzamientos poco claros. Por haber encontrado en Akarrat un nummulítico derrubiado que forma serie con un conjunto de capas orientadas N.NE.-S.SO. se podría definir fácilmente la edad del pliegue nummulítico; sin embargo, ni la posición ni los contornos de este afloramiento nummulítico han podido ser determinados con exactitud. Según se desprende de los buzamientos visibles, este afloramiento terciario parece formar una faja extraña al complejo areniscoso. No parece que se deba admitir la prolongación de la dicha faja terciaria hacia el espigón de Bab el Merrá, porque los estratos que la carretera socava el pie Sur de este espigón, y que se encuentran replegados (los ejes de los accidentes orientados NE.-SO.), presentan todos los caracteres del cretáceo superior. Por consiguiente, la faja sinclinal terciaria queda localizada más al Este.

La gran variedad que existe en la forma de presentarse los contactos del horizonte de areniscas, la discordancia aparente con el cretáceo superior, el estrechamiento de ciertos de estos bancos en las capas de margas pizarreñas motivó que Falloit y Doncieux consideraran a todas estas areniscas como cretáceas (59-60).

Esto no es verdad del todo, pero también es cierto que aparte de los indicios paleontológicos hallados en los restos hundidos de las cercanías de Akarrat, nada indica allí la presencia del terciario. De siempre se consideraban las areniscas que coronan todas estas montañas como oligocenas y se las refería al horizonte arenisca del Aljibe. Pero se ha visto que en el cretáceo son muy frecuentes las direcciones de pliegues transversales a los de la cordillera caliza, mientras que las dislocaciones postnummulíticas se manifiestan por accidentes de orientación submeridiana.

Como en el macizo de Sidi Sugna y en el situado más al Norte de Cudia Safri son las direcciones más frecuentes aquellas del cretáceo, parece esta consideración confirmar la edad relativamente antigua de las areniscas en cuestión. Por el contrario, la sierra entre Bab Sidi Bu Megait y los Beni Lait presenta una orientación N.-NO. y las areniscas están allí plegadas según la dirección dominante en el terciario.

En la región del Ulad ben Belal los bancos buzan al Suroeste y algunos de ellos se van adelgazando en la serie de las margas pizarreñas. En el Yebel Admama los buzamientos marcan un sinclinal bastante pellizcado. No ayuda el argumento tectónico, en esta parte de la sierra, para llegar a la definición de la edad de las areniscas, pero por ideas de relación y continuidad con los datos que proporciona el macizo de Yebel Sidi Sugna, se puede admitir su edad cretácea.

Sólo hemos hecho algunos estudios fragmentarios en la región más al Oeste. La serie de margas pizarreñas llega a Tanacob, a la loma de Hassain, y se extiende en el valle del Menzora, en el de su afluente el Lania y en el zócalo del macizo de Hayu Buful. Este orientado N.-S. se une por la Cudia Kertsá a la prolongación septentrional de Cudia Tafaifa. Como una indicación mencionaremos una disposición sinclinal en Sef de Mesera afectando a las areniscas con líneas directrices NO.-SE.

Hagamos resaltar, por último, la presencia entre Tanacob y la frontera de la zona francesa de un afloramiento de sal análogo al de D_xar Yedid. La serie de margas pizarreñas del senonense del pie Suroeste de Akarrat debe llegar hasta el cretáceo inferior según se deduce de los restos de *ammonites* desarrollados descubiertos por Bourcart al pie del espigón de Dra el Azef. La sal incrustada en el complejo cretáceo representaría el primer jalón de formaciones de tipo germánico muy frecuentes en el exterior de la zona subsidente. Recientemente,

en Yir se han hallado depósitos de yeso por bajo de depósitos del cretáceo medio que señala, tal vez, el asomo claro más próximo a la cordillera, del Triás germánico.

E.—Sierra del Jesana.

El Jesana y el Sidi Sugna pertenecen sin duda a la misma formación y sólo la erosión ha ocasionado que se presenten con independencia. Como faltan niveles estratigráficos bien definidos en el Yebel Jesana insistimos en que la determinación de la edad de las areniscas tiene que estar fundada tan sólo en comparación de facies.

En la terminación Norte de esta montaña los accidentes están orientados en general de conformidad con los líneas directrices de la cordillera caliza. Las areniscas buzan fuertemente al Suroeste en el borde Noreste para empinarse al otro lado de la sierra. Además, hemos hecho observar la situación de horizontes de areniscas que adelgazan y se subdividen dentro de la serie pizarreña de Sureste al Noroeste.

Hacia el Sureste se extiende el macizo de Jesana y sus contrafuertes dominan Punta Melha, donde el arroyo de Tanancob corta su prolongación para dirigirse hacia el Sur hacia la zona francesa. Más aún, al Sureste las areniscas no abundan y la antigua pista de Targuist está trazada en la serie negra pizarreña de edad secundaria.

No muy lejos, al Este, se encuentran en esta serie importantes niveles de areniscas que nos parecen inferiores a los del Jesana y que tiene el grano más fino, son más oscuras y más cuarzosas. Se presentan en la elevada sierra a la altura de Kankaen, en el campamento Mola y en Ketama. Trataremos de ellas más adelante.

En la vertiente Oeste del Jesana se encuentra la serie

margo-pizarreña oscura, bajo derrubios, que ocupa grandes extensiones. No hemos podido determinar su edad. Es posible que en esta zona se encuentren fósiles si se hacen investigaciones detenidas, pues lo hace prever así el aspecto poco dislocado del terreno y la abundancia de capas margo-calizas con facies de contener *ammonites*.

F.—Particularidades morfológicas.

Queremos, antes de seguir adelante, hacer resaltar un carácter morfológico común a las vertientes de las sierras que se inclinan hacia el Lau y de las que se inclinan hacia el Lucus.

El perfil común a todas estas pendientes es el de una curva regular con la concavidad hacia el cielo. Se suele unir con niveles terrazas, sobre todo alrededor de la altura de 70 metros, como se puede observar en el punto 114,8/66,5 al Oeste de Xauen. Parece corresponder este perfil a un estado de equilibrio de la erosión y se encuentra por completo análogo en la vertiente Oeste de la sierra Jesana-Sugna. Las laderas cubiertas de derrubios atravesadas por la pista del Jemis de Jarayek y la falda inclinada sobre la que está construida Dra el Azef corresponden a este sistema.

Mas ha sobrevenido un rejuvenecimiento de relieve. Barrancos han socavado las antiguas laderas, como el que desciende hacia el Had, los que rodean la superficie regular donde se asienta la posición del Jemis de Gayayak y los oblicuos que rompen la regularidad de las vertientes orientales del Yebel Sugna.

Si estuvieran limitados a la cuenca del Lau estos sistemas concordantes de antiguas superficies de erosión y de terrazas, no veríamos en ello más que un estado local de equilibrio rea-

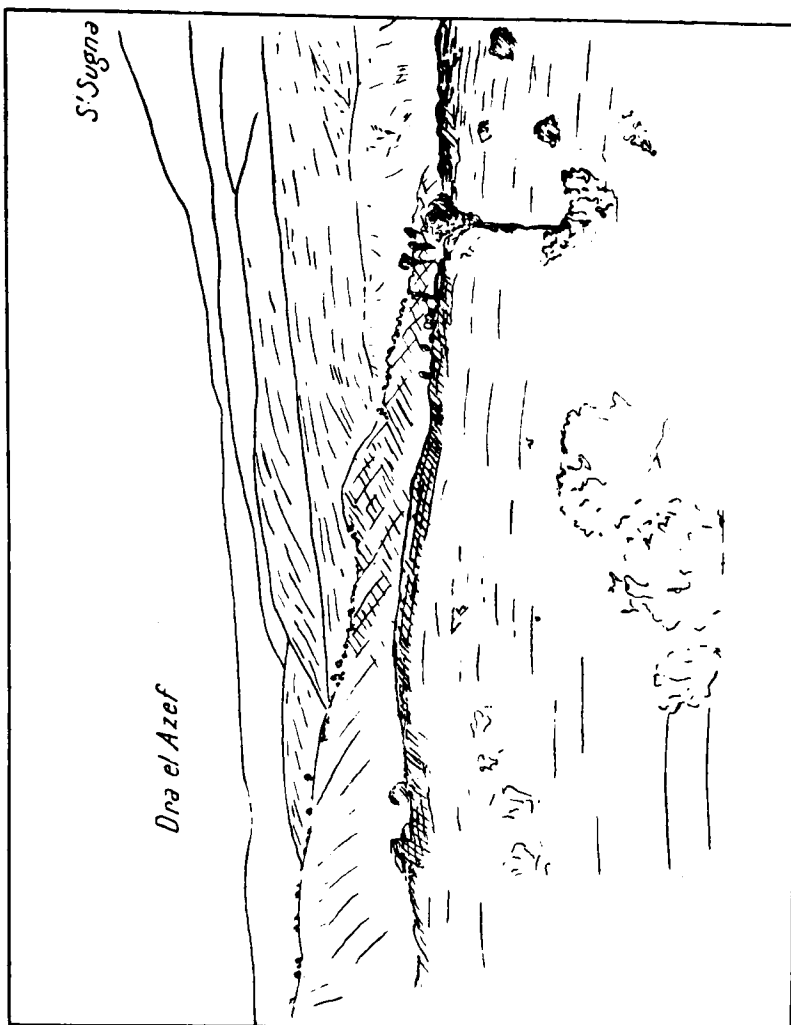


Fig. 1.—Perfiles de las vertientes Suroeste del Yebel Sugna, en donde se pueden observar las laderas antiguas socavadas a causa de rejuvenecimientos del relieve.

lizado entre dos fases de socavamiento y ensanchamiento del desfiladero del Lau, pero la existencia de esa coincidencia en las dos vertientes, la una atlántica y la otra mediterránea, parece indicar que se trata de un fenómeno de carácter más general.

En este trabajo no nos ocupamos del cuaternario y no hemos hecho investigaciones de este orden, pero al encontrarnos con estas particularidades no podemos por menos de llamar la atención sobre ellas e indicar a los futuros investigadores estos parajes que podrían ser objeto de observaciones útiles.

G.—Borde de la cordillera caliza entre Bab Taza y Yebel Tisiren.

Nos hemos ocupado antes de la naturaleza del contacto de la serie de margas pizarreñas con la cordillera caliza. Algunas hiladas de areniscas, intercaladas en la vertiente, han sido cortadas en la carretera de Targuist al Este de la casa de Fomento; evocan al cretáceo inferior descrito más al Sur, en la zona francesa.

La serie de margas pizarreñas predomina en las vertientes entre Buhal-la y el río Had, mas se observan también margas rosa y asomos nummulíticos. De todos modos esta región es poco conocida.

Si excluimos las margas calizas rosáceas que se presentan al Este del desfiladero donde está el aduar al Norte del Had y que podrían ser neocomienses, el cretáceo no está bien definido en este valle y no podemos hablar más que en conjunto de la serie de margas pizarreñas, como se expresa en nuestros mapas y cortes geológicos. Se superpone a esta formación el complejo nummulítico del Yebel Amtras, cuyas partes más

altas alcanzan la cadena que separa la cuenca del Jemis, al Norte, de la del Melha, al Sur, y que está atravesada por la carretera de Melilla. Esta cadena es divisoria de las aguas atlánticas y mediterráneas, y se prolonga por el macizo de Tisiren.

El nummulítico desaparece a unos tres kilómetros al Noroeste de Buhemisetz y se presenta en toda la cadena el complejo de margas pizarreñas. También se observa a éste en toda la vertiente Norte de la misma y es tan sólo en las cercanías del Jemis, no lejos de la cordillera caliza, donde se encuentra el terciario.

Si nos fijamos en las cumbres de la cadena observaremos en las proximidades por el Este de la casilla del kilómetro 21 de la carretera de Tetuán a Alhucemas, el contacto discordante del nummulítico con las areniscas intercaladas en la serie pizarreña. Estas areniscas se presentan en hiladas más o menos irregulares en el alto de la sierra que constituye la divisoria de aguas.

Las areniscas, completadas con nuevas masas, y todas regularmente estratificadas, se las ve formar la cumbre de Cudia Sbaa (1.789 metros), el pico Afestal (1.889 metros) y la alta cadena que culmina en Yebel Tisiren (2.100 metros). La carretera de Melilla sigue al pie Sur de estas areniscas no lejos de su contacto con la serie pizarreña. Sin embargo, en las vertientes occidentales y meridionales del Yebel Amegar se observan otras areniscas en la serie de margas pizarreñas, sin duda de un nivel estratigráfico más inferior, pero no bien precisado.

Se ha tenido en todo tiempo como correspondientes al nummulítico superior las citadas areniscas, pero el hallazgo de *Aptychus*, a no dudar neocomienses, en las margas calizas interestratificadas nos obliga a colocarlas en el cretáceo, ya que, dada la regularidad de la estratificación, no es posible

concebir una cortadura estratigráfica de tal importancia y además no se conoce en ninguna parte un tránsito entre el cretáceo y el luteciense, primer nivel nummulítico con fósiles.

Las areniscas con fuerte buzamiento al Sur son conocidas hacia el Norte en el macizo de Taxallabt y pueden corresponder a un nivel más inferior que los que forman el Tisiren. La serie a la cual ellas son unidas forma las vertientes de Jandak el Abid. No hemos podido hallar fósiles ni hemos podido precisar sus relaciones o contactos con el Flysch del borde de la cordillera caliza cuya posición se puede observar en nuestros perfiles.

Hacia el Noreste del Jandak se eleva la Cudia de Tala Ismir coronada por los retazos paleozoicos cabalgantes que hemos descrito en el capítulo XIII. Bajo el avance extremo del primario hemos hallado capas con *Rosalina* que indican la presencia del senonense en la parte alta de la serie de margas pizarreñas. No hemos encontrado nummulítico en el contacto, pero es posible que se halle, porque es conocido un poco más al Norte de Utlega bajo el mismo paleozoico y nuestras investigaciones fueron limitadas por el Sur al frente del corrimiento.

H.—Breves reconocimientos de las montañas al Este del Tisiren.

1.—Valle alto del Mter.

Sólo como una orientación podemos dar algunos datos referentes a las relaciones de orden geológico que puedan existir entre Yebel Tisiren y la cordillera caliza. Sólo hemos hecho dos cortes, uno siguiendo la margen derecha y otro la izquierda del Mter, valiéndonos del antiguo mapa francés 1 : 100.000 (1927). En términos generales se presenta el nummulítico en

la vertiente Sur de la cordillera caliza. Se ha podido fijar la edad del eoceno superior y del oligoceno al Norte de Cudia Bu Amart. Esta sierra está formada de areniscas que se pueden atribuir al Flysch de edad conocida. Más al Sur areniscas verticales referidas por su tipo cuarcitoso al paleozoico deben ser consideradas como pertenecientes al Flysch. Si se sigue subiendo el valle se encuentra la serie pizarreña negra al Sur de Beni Ensar. Por falta de mapa no hemos podido fijar los contornos.

Por la margen derecha se deja el Flysch nummulítico de Talauerta y se camina por areniscas muy empinadas que por su posición han provocado la formación de espigones transversales al valle. En 1931 referimos estas areniscas al Flysch. Una faja importante de ella forma Cudia Tasaft.

Más al Sur se encuentra también la serie negra pizarreña. Esta no se interrumpe hasta Bab Berret, collado donde se pasa, entre el Tisiren y Yebel Berret, de la cuenca mediterránea del Mter a la cuenca atlántica del Amacen. En este sitio, como al Sur, las areniscas del Tisiren forman una serie continua y sin discordancia con la serie negra de margas pizarreñas. La situación horizontal de estas areniscas es muy notable y no concuerda con los pliegues muy acusados que se pueden observar más al Este. En la cuerda que separa la cuenca del Mter de la del Uringa, que se encuentra más al Oeste que aquélla, abundan las areniscas que forman los vértices que dominan al Noreste el Jemis de Beni Rezin (mapa francés 1 : 100.000). Las areniscas buzando al Sur forman el macizo que está separado de la serie areniscosa difusa, que forma la cumbre de la sierra, por un collado por donde pasa el camino que viniendo del valle alto del Mter da acceso al valle afluente, por la izquierda, del Uringa. Aflora aún aquí la serie pizarreña negra.

En nuestras primeras investigaciones atribuimos las are-

niscas al nummulítico y la parte más alta de la serie negra pizarreña al terciario.

Será necesario modificar estas ideas, y muy especialmente en lo que se refiere a la alta sierra en donde los bancos de areniscas interestratificados en pizarras negras forman, con su buzamiento de 40 grados al Norte, la cumbre que limita este collado al Sur.

2.—Zona al Este de Bab Berret.

Al Este de este collado se presentan de nuevo masas areniscosas, pero con relación a las de Tisiren son menos potentes, más estrechamente asociadas a las margas pizarreñas y en general de grano más fino. En la carretera nueva que pasa unas veces al Sur y otras al Norte de la división de aguas se presenta bien toda esta formación. Se ven en varios desmontes la importancia de los pequeños bancos de arenisca con

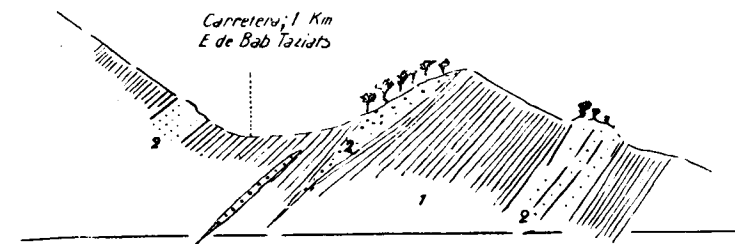


Fig. 2.—Corte de la cordillera alta un kilómetro al Oeste de Bab Taziatz. El perfil del terreno se representa en la figura 3. 1, margas pizarreñas; 2, areniscas.

aspecto de cuarcita, de color negro e intercalados en la serie negra.

En Bab Taziatz el aspecto de la sierra se ha querido figurar en el croquis (fig. 3). Un corte trazado a un kilómetro al Este del collado se representa en la figura 2. Las areniscas son

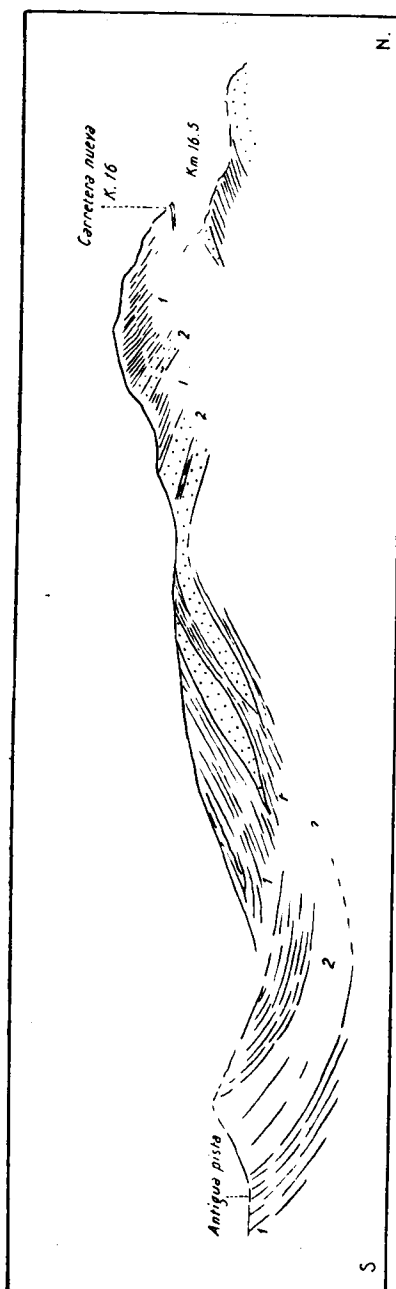


Fig. 3.—Perfil de la sierra a la altura del kilómetro 26 de la nueva carretera de Tetuán a Melilla.
1, margas pizarreñas; 2, areniscas.

muy irregulares y no es posible intentar uniones de conjunto, porque se presentan siempre en forma lenticular.

La nueva carretera se une al Oeste de Kankaben a la antigua pista que daba una gran vuelta contorneando una montaña de dirección meridiana.

Las areniscas cuarcitosas son de grano fino. En su superficie existen señales raras. Presenta un aspecto que sólo conocemos en el nummulítico.

A la altura de Kankaben y un poco más al Este según el transversal del campamento Mola hemos hecho algunos dibujos representados en los croquis siguientes:

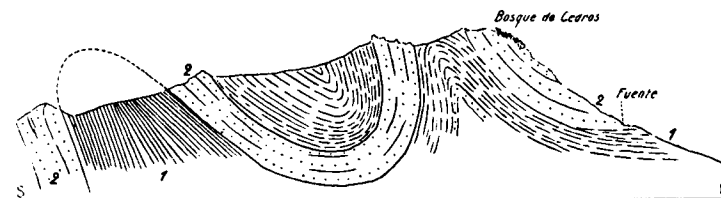


Fig. 4.—Corte de la sierra en Kankaben.
1, margas, pizarreñas; 2, areniscas.

En estos sitios se aprecia bien la asociación de las areniscas cuarcitosas con la serie pizarreña. Se observa sobre todo ampliamente dibujado en el terreno un estilo tectónico sencillo con tendencia a volcarse hacia el Sur. Este mismo aspecto presenta la formación hacia el Este y también se extiende transversalmente al Sur. No hemos estudiado esta serie en los profundos barrancos que socavan la sierra en la base meridional del campamento de Mola, pero más al Este las cumbres que dominan la margen derecha del Ketama muestran gran número de pliegues y se ve como las fajas cuarcitosas se prolongan al Este en el macizo del Tidighine.

Del estudio general de toda esta comarca parece deducirse que la serie de margas pizarreñas ocupa la parte más baja de la formación, así como en las partes más elevadas son más

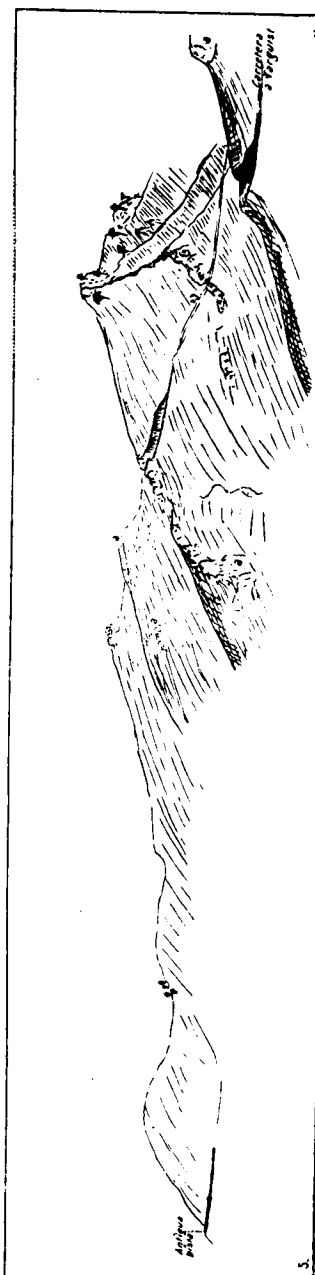


Fig. 5.—Vista de la sierra al Oeste del campamento Mola.
a, areniscas; p, pizarras.

abundantes las capas de arenisca. A pesar de que no nos ha sido posible hallar fósiles ni aun foraminíferos, nos parece, por la costumbre que tenemos de reconocer la facies de este territorio, que toda esta formación es anterior al cretáceo mismo.

Las vertientes mediterráneas al Norte de las grandes cumbres fuertemente socavadas por ríos y barrancos, descienden rápidamente hacia el mar, hasta tal punto, que éste se halla a 25 kilómetros de los más elevados picos, que alcanzan alturas de 1.800 metros. Nuestras observaciones en esta zona son incompletas, pero sí nos hemos podido dar cuenta de la extensión que alcanza hacia el Norte lo mismo la serie pizarreña que las areniscas.

Hemos podido comprobar la edad del cretáceo superior en unas lajas del Jemis de Beni Jaled por haber hallado espículas de espongiarios y *Rosalina*. Nos parece que las areniscas y las formaciones de Flysch con matiz rojizo de la costa deben ser atribuidos por razón de facies al nummulítico.

No hemos podido determinar el límite entre unas y otras formaciones. Para hacerlo hubiera sido preciso efectuar un estudio de detalle que no hemos emprendido, pero nos han servido nuestras observaciones para comprobar tres puntos de carácter general:

1.º Que la serie pizarreña coronada de areniscas cuarcitosas interestratificadas se sigue hasta Targuist y al valle del Nekor.

2.º Que sobre esta serie, a no dudar secundaria, se apoya desde el Sur de Punta Pescadores a Sidi Fetoh y a la región de Torres de Alcalá un Flysch cuya edad ha podido ser determinada y que establece la unión con el del Bokoia.

3.º Que salvo retazos que se hayan podido escapar a nuestro estudio, la serie caliza, tal como la hemos establecido en 1934 y en este trabajo, desaparece al Sur de Punta Pes-

cadores, y que tanto esta serie como las otras formaciones de la cordillera se vuelven a encontrar en Bokoia, en donde fueron estudiadas por Blumenthal.

Podemos también agregar que en toda la sierra comprendida entre Bab Taza y Targuist existen grandes pliegues, pero no se conocen ni pliegues acortados ni cabalgamientos. Presentan los accidentes el mismo estilo que en la zona que hemos estudiado con más detalle, comprendido entre el Estrecho de Gibraltar y Bab Taza.

La unidad y homogeneidad de la zona al margen de la sierra caliza es completa. La exaltación de los ejes de los pliegues ha hecho aflorar en las partes altas de las montañas de la zona periférica las formaciones más profundas y se han podido reconocer con fósiles formaciones secundarias desde Tánger hasta Targuist y el Nekor. El aspecto del terreno y el modo de presentarse los accidentes es también el mismo en todas partes.

I.—Conclusiones.

De lo manifestado anteriormente podemos deducir algunas ideas sobre la geología de la comarca.

La cordillera caliza es distinta en todos sus aspectos de la zona periférica, no tan sólo por la morfología, sino por sus elementos estructurales y por su propia tectónica. Si presenta algunas veces contactos mecánicos, no se la puede considerar como íntegramente transportada en masa.

Los elementos que hemos considerado como autóctonos se ven soterrarse, con algunas roturas de carácter local, bajo la serie que constituye la zona periférica. Los contactos del borde del anticlinal de El Had Buhal-la, los asomos de Ischaktiren

y el aspecto especial del anticlinal de Hafa el Ma abonan indicios nada despreciables a favor de esta interpretación.

La zona periférica está constituida por una serie caracterizada por las facies margo-pizarreña de sus elementos. Ella debe comprender el jurásico medio y superior y el cretáceo. Si en la parte superior de esta formación existen hiladas de areniscas, no dice nada en contrario para que admitamos que toda ella forma una serie comprensiva, como consideramos en 1930.

No podemos argumentar esta opinión con el examen de la estratigrafía de esta serie, pues los únicos jalones con que contamos para fundamentar nuestro punto de vista nos han sido proporcionados por las investigaciones detalladas de La-coste y Marçais en la zona francesa.

Hacia Levante es donde aparecen las formaciones de arenisca, es decir, entre Targuist y Had de Beni Derkul. Allí las hiladas cuarcitosas pueden ya pertenecer al jurásico y son seguidas de formaciones también de areniscas del cretáceo inferior o medio.

Hacia el Noroeste, en el sitio donde aparece y se desarrolla la cordillera caliza, la serie de margas pizareñas aflora a menor altura. Las areniscas aparecen más esparcidas y por lo menos las potentes masas de areniscas de Jesana, Sugna, Afraifa corresponden al senonense superior en el caso de que sean cretáceas.

Aparte del mismo borde de la cordillera caliza el nummulítico no ha sido reconocido con exactitud en la serie periférica comprendida entre Punta Pescadores y el Oeste de Bab Taza. Podría una parte de estas areniscas faltas de fósiles referirse al nummulítico, como siempre, pero la ausencia de una diferenciación clara entre estas areniscas y su substratum nos obliga a ser prudentes.

Si caminamos bordeando la cordillera hacia el Norte cree-

mos que el primer jalón cierto de nummulítico lo constituye el situado al Sur de Akarrat, pero está completamente aislado. Es preciso alcanzar el territorio de Zoco el Arbaa para encontrar nummulítico bien caracterizado por fósiles. Desde este punto los jalones nummulíticos se multiplican y hacia el Norte predominan sobre los del cretáceo superior.

Existe, pues, una oposición muy clara, aun en el mismo terciario, entre las dos zonas: caliza y subsidente. Si está clara esta diferenciación de las dos zonas durante toda la historia geológica secundaria y terciaria, el paso de la zona subsidente a la que constituye el margen exterior de la zona francesa se hace por transiciones suaves.

Si prescindimos de las formaciones de areniscas de las cumbres del tipo del Sugna, cuyas réplicas más occidentales están muy atenuadas—si las hay—, se ve que las formaciones españolas de la serie de margas pizarreñas se transforma gradualmente a las que forman la serie comprensiva francesa de facies muy variada y que han sido objeto de los preciosos estudios de Lacoste y Marçais.

Ya hemos indicado que el nummulítico de las dos regiones está separado y son distintos, pero el senonense con facies Flysch y con niveles de *Rosalina* se extiende hasta la región de Uazan, donde Lacoste lo acaba de encontrar. Podemos, pues, manifestar, de modo general, que el Flysch cretáceo de estas regiones es el equivalente de nuestra serie de margas pizarreñas.

Creemos que el jurásico superior, desconocido en la cordillera caliza, debe formar parte de nuestra serie pizarreña, así como también el Dogger.

En la cordillera caliza se desarrolla bastante el Lias que se prolonga bajo la serie margo-pizarreña y reaparece en ciertos sitios de la zona francesa—como en donde se han descubierto los yacimientos de hidrocarburos—bajo facies calizas

poco neríticas y muchas veces—sobre todo en el Lias superior—con formaciones ricas en *Ammonites*.

Por lo que conocemos hasta ahora, el Triás de la cordillera caliza y el del Rif externo presentan diferencias grandes. Los tramos medio y superior son francamente marinos en la zona primera, mientras que en la francesa y en la atlántica española se caracterizan por su facies germánica de margas abigarradas con yeso y sal. En un esquema de conjunto en el capítulo siguiente se ha hecho resaltar a *grosso modo* la posición de los asomos más internos de esta facies, desde el Norte de Arcila hasta el Sur del río Katema. Asomos más septentrionales pueden constituirlos el de sal de Dra el Asef y el Yir, pero éstos no cambian los términos que plantean el problema que representan estos afloramientos.

Como resumen podemos decir que el Triás werfeniense es de facies marina en la zona caliza y que, bajo la serie pizarreña, en unos 30 kilómetros de anchura, pasa lateralmente a facies germánica. La anchura, sin ser importante, parece lo suficiente para justificar el cambio de facies y para que podamos comprender la gran diferencia que existe entre las partes internas del Rif y la que, en conjunto, representa su margen.

CAPITULO XV

CAPITULO XV

En los capítulos anteriores hemos intentado plasmar en nuestras cartillas y mapas no sólo la configuración actual de la Cordillera del Rif, sino que hemos procurado dar a conocer la estructura de la osamenta en que aquélla se apoya—y aún más: poseídos de entusiasmo geológico hemos tenido la presunción de buscar las causas y fenómenos que han esculpido su relieve actual.

Como creemos que hace falta para llegar a las grandes síntesis sobre la morfología del mundo hacer primeramente una labor analítica minuciosa, tal vez hayamos caído en el defecto de habernos excedido en descender demasiado en el detalle. Mas el lector se hará cargo que la complejidad geológica de la cordillera exige un examen muy detenido, pues sin él la comprensión de la orogenia rifeña hubiera quedado sin completar. Aun así, como habrá visto el lector, nuestra sinceridad nos ha obligado a confesar que falta mucho por estudiar y comprender en la Cordillera del Rif.

Con la labor analítica que hasta aquí hemos realizado no creemos sea suficiente para que el lector llegue al conocimiento perfecto de la cordillera. Opinamos que es preciso hacer un resumen de lo relatado y sacar del mismo las consecuencias

que puedan conducirnos a formular una síntesis que pueda servir para el conocimiento de esta interesante parte del Mediterráneo occidental. Este es nuestro propósito en el capítulo presente.

En la primera parte del mismo presentaremos una síntesis estratigráfica. En ella no sólo describiremos los horizontes y rocas puestas en juego en las conmociones tectónicas y en los periodos que a ellas siguieron, sino que procuraremos agruparlos en los diferentes elementos estructurales que se observan en la cordillera.

Más como la causa determinante de la cordillera fué resultado de las conmociones alpinas, empleando esta denominación en el sentido más lato, estos movimientos ocuparán principalmente nuestra atención.

Pero aunque éste sea nuestro principal propósito, no podemos por menos, al examinar los elementos paleozoico y werfeniense, que dar cuenta de los accidentes, movimientos y fenómenos que afectaron a los estratos de estos terrenos antes de que fueran movidos por el paroxismo terciario, y como en la época secundaria nada alteró la tranquilidad orogénica, es preciso examinar qué efectos produjeron en los estratos paleozoicos las conmociones antiguas, y muy principalmente las hercinianas. Así, pues, en la parte dedicada a la síntesis estratigráfica del paleozoico y al werfeniense iniciaremos el estudio de la orogenia antigua y así podremos darnos una ligera idea, dentro de los confusos datos que poseemos, del estado en que se hallaban los diferentes elementos tectónicos en el momento de la historia geológica en que se produjeron las conmociones alpinas que dieron a grandes rasgos el actual relieve a nuestra cordillera.

A continuación nos ocuparemos, en otra parte de nuestro capítulo, de hacer una síntesis tectónica con todos los datos que hemos suministrado en los capítulos precedentes, abriendo

discusión sobre los diferentes puntos tectónicos y empezando por presentar al lector nuestras dudas y vacilaciones. Ya en el proceso sintético de nuestros conocimientos trataremos de examinar las proporciones que alcanzaron los corrimientos; la importancia y mecanismo de los movimientos tectónicos. Con todos estos datos podremos llegar en tectónica a ciertas conclusiones de carácter general.

La parte siguiente del capítulo la dedicaremos a tratar de colegir cómo se ha ido elaborando la orografía del país a través de los siglos como consecuencia de los fenómenos tectónicos, o sea, que lanzaremos algunas ideas acerca de la paleogeografía del país en los diferentes periodos geológicos.

Dedicaremos también algunas líneas a las modificaciones que en la morfología de la sierra ha sufrido después de finalizar las conmociones alpinas. De todas las consideraciones anteriores se deducen conclusiones parciales que, sintetizadas, dan lugar a las conclusiones de carácter general que coronan nuestro trabajo, pero en el que desgraciadamente hay muchos lunares y abundan las interrogaciones.

A.—Síntesis estratigráfica.

I.—Primario y rocas cristalinas.

a).—SUS MATERIALES Y FORMA DE PROCEDER EN LAS CONMOCIONES ALPINAS.

Formado por cuatro tramos bien claros: El más inferior sin duda es el constituido por gneis y micacitas. Se le ve en Ceuta, Punta Negrón y en la región de Taguisas y Mter.

Un segundo está formado por areniscas y pizarras en que la mica predomina y a las que acompañan filitas color de

humo y otras rocas metamórficas. Puede considerarse provisionalmente como siluriano metamórfico.

El tercero está constituido por pizarras, areniscas, grauvacas, con alternancia de calizas con *Orthoceras* y *Tentaculites*, y que tienen en la parte superior el nivel de calizas alabeadas. Puede atribuirse al gotlandiense. En Hafa Kaiatz se presentan calizas compactas blancas con *Favosites*, que representan al gotlandiense o al devoniano inferior.

Y por último, en lo más alto, se observan más grauvacas con restos de plantas que puede ser pertenezcan al Culm o por lo menos al devoniense superior.

Hemos dicho ya que no se pueden definir bien las conmociones hercinianas o más antiguas. Se produjeron con mucha menos intensidad que en Europa y sobre todo que en la meseta española. Parece que ha sido todo el conjunto de estos tramos paleozoicos el que ha debido intervenir en los movimientos alpinos, como una masa de terrenos muertos. Sirvieron de antepaís formando pilar en el desarrollo de las conmociones. Su resistencia a la deformación es grande, y como elemento homogéneo la intensidad de su empuje sólo fué función de su esfuerzo inicial, del emplazamiento de sus puntos de aplicación y de la cantidad de masa que motivó la fuerza de inercia, sin intervenir para nada las diferencias de las propiedades físicas de las rocas.

Cuando llegaron dichos movimientos alpinos, los diferentes tramos y niveles se habían solidarizado perdiendo, por así decir, su personalidad propia, llegando a ser "material muerto", para constituir la bien marcada masa del importante pilar que estrujó a otros terrenos más accesibles a la deformación.

Sin embargo, esta condición de homogeneidad, atribuida en conjunto a los materiales del paleozoico, no puede ampliarse a todos los tramos del mismo, pues sin duda el tramo inferior

cristalino presenta algunas condiciones de rigidez que no tienen los demás. Pueden dar lugar estas diferencias a crear desigualdades en la transmisión de los empujes, desviando y canalizando en ciertos sentidos los esfuerzos y produciendo así efectos desiguales en las masas deformadas. Sin embargo, los efectos de su rigidez deben estar atenuados en el Rif, porque las masas cristalinas están situadas en la parte inferior de la masa antepaís y entre ellas y las masas calizas de la cordillera es posible se interpongan a modo de cojin las rocas pizarreñas de los tramos altos. A más, los materiales quebrantados están envueltos en masas blandas y pierden en parte aquella condición de rigidez.

Este papel de masa transmisora de los terrenos antiguos se comprueba bien porque no se ven en los estratos esos atormentamientos y quebrantamientos que se pueden observar en las sierras antiguas españolas, a pesar de que se plegaron en el paleozoico, mientras que en el Rif las dislocaciones, por reducidas que sean, totalizan los efectos de diastrofismo herciniano y alpino. Se observan grandes extensiones de terreno con el mismo buzamiento e inclinación. En toda la extensa cabila de Beni Said se observa un buzamiento al Oeste. Esto indica, que a pesar de la energía que se derrocha en los movimientos alpinos, el macizo paleozoico se limitó a servir de transmisor, sin sufrir apenas deformaciones o sufriendolas sólo en las zonas altas y afectando a grandes extensiones. Si tenemos en cuenta la cualidad rígida del zócalo cristalino que antes hemos señalado, es posible que en los movimientos alpinos éste haya servido de muralla donde se estrellaron los esfuerzos tangenciales, y acumulados los flujos sobre los terrenos más blandos superpuestos, produjeron tal vez el despegamiento de éstos del referido zócalo. Posteriormente, la erosión en parte ha barrido los depósitos cabalgantes y en lo restante ha esculpido relieves, algunos como, por ejemplo, el muy acen-

tuado en la sierra de Tzafogaltz, encima de los depósitos secundarios.

Es interesante hacer constar que en la masa paleozoica las superficies de cabalgamiento no se observan, ni quebrantamientos ni milonitizaciones.

No podemos por menos de consignar aquí, pues parece se presenta en contradicción con lo que acabamos de manifestar, lo que ocurre en el monte Timsurga al Oeste del Uringa, en donde el primario no metamórfico se encuentra debajo del más antiguo y podía considerarse que el paleozoico presenta aquí un pliegue acostado y conservándose tan sólo la rama invertida. Esto parece se compagina mal con el papel de masa transmisora que hemos asignado al primario. Podía suponerse que este pliegue precedió a las conmociones alpinas, pero también pudiera ser que la parte plástica de la masa cabalgante sufriera deformaciones e inversiones en el momento del corrimiento alpino.

Análoga posición se observa en la sinclinal paleozoica de Sidi Ali Ben Yusef, y allí, por la forma de presentarse el accidente, implica una inversión debida a corrimientos alpinos.

Del examen de la distribución en el terreno de los diferentes tramos antiguos no se sacan consecuencias completamente claras acerca de la posición relativa de unos con otros; sin embargo, en líneas generales, se puede afirmar que, salvo variaciones e irregularidades, los terrenos son más jóvenes cuanto más se alejan de la costa mediterránea. Respecto al tramo del gneis y micacita, no parece que existan dudas acerca de que forma parte de la base de nuestros terrenos antiguos, como repetidas veces hemos indicado. Suponemos que la sucesión de los horizontes es igual a la dada por Blumenthal en el elemento tectónico que bautizó con el nombre de Bética de Málaga, ya que la semejanza de los materiales paleozoicos entre unos y otros no puede ser mayor. No sólo contribuyen a esta

semejanza las rocas corrientes en esta clase de formaciones, sino que existen niveles tan característicos y de una facies muy singular, como lo son las filitas de color gris humo y las calizas alabeadas que se presentan en ambas partes subrayando la semejanza de un modo bien claro.

Aun hay más: las mismas rocas hipogénicas han surgido en ambas partes correspondiendo a la misma provincia petrográfica. Se presentan con iguales índices ópticos, es decir, que procedieron del mismo magma y eran análogas las condiciones de su cristalización: presión, temperatura y naturaleza del terreno por donde circuló el magma y en donde se solidificó. Es decir, que la tapa que fué desgarrada y cuyas grietas fueron aprovechadas por el magma para su surgencia, era de la misma naturaleza en Málaga, Ceuta y Mter. Sobre esta semejanza no creemos pueda haber duda.

La distribución de los niveles metamórficos en la zona paleozoica motiva algunas consideraciones. Es indudable que debieron existir antes de depositarse los materiales del geosinclinal secundario movimientos de gran amplitud en la masa paleozoica. Nos damos cuenta de ello por ciertas exaltaciones de ejes y a causa del reparto de los diferentes niveles paleozoicos.

Si se examina el mapa, se observa que la masa gneisica se acerca más a la sierra caliza en tres puntos: Ceuta, Cabo Negrón y en la región de Taguisas-Mter. En los transversales a la sierra que pasan por estos tres sitios ocurren en ésta accidentes notables. Prescindamos del de Ceuta, donde la erosión ha hecho desaparecer testigos de los fenómenos acaecidos, pero en donde la presencia de elementos penibéticos da idea de complejos empujes. En el transversal de Cabo Negrón se presenta el puerto de Bab Aonzar, en donde la cordillera caliza parece que tiene una solución de continuidad. Es decir, que la culminación de ejes tectónicos secundarios parece coincidir con la de los ejes paleozoicos.

En el transversal por donde pasa la exaltación grande de los ejes paleozoicos de la región de Taguisas-Mter se encuentra el corrimiento grande del paleozoico hacia el Sur formando el saliente de Talatasaft, la culminación de ejes secundarios de Lexchab y el punto donde se inicia la gran vuelta de la cordillera, pasando de la dirección N. NO.-S. SE. a E.-O. y coincidiendo con el rápido descenso de los ejes tectónicos.

Estas coincidencias parecen indicar que la culminación de ejes de ambas partes se deben referir a la misma conmoción y ésta no puede ser otra que la alpina. Sin embargo, en la forma confusa en que aparecen los niveles del paleozoico en las masas corridas en toda la zona de los ríos Buhia y Mter, hacen comprender que en la masa cabalgante ya se habían producido accidentes que desnivelaron los depósitos y que, por tanto, antes de efectuarse el corrimiento, el terreno fué víctima de conmociones que no pueden ser otras que las hercinianas.

Las razones de la existencia de movimientos anteriores a los alpinos las expondremos en el artículo siguiente, aunque bien entendido que por otras causas que hemos indicado anteriormente las conmociones antiguas no fueron grandes y el paleozoico en tierras africanas ha sido poco atormentado antes del advenimiento de los movimientos alpinos. En los movimientos alpinos actuó la zona paleozoica como material muerto.

Las calizas alabeadas y también nos parece que las calizas con *Orthoceras*, se presentan en la parte alta de la formación y marcan en ocasiones sinclinales cuya dirección es con preferencia paralela a las de las líneas alpinas; pero se ve, también confusamente, que los retazos existentes señalan algunas otras direcciones.

En el estudio de algunos de los criaderos minerales de la región interna hemos visto que en general los filones tienen la dirección de las líneas tectónicas alpinas y desde luego atra-

viesan las calizas alabeadas y el nivel de grauvacas. Lo extraño es que no se ve nunca su continuación en las calizas y dolomias secundarias, a pesar de que algunos de ellos se encuentran en sitios próximos a dichas rocas. Los criaderos que hemos podido observar en la cordillera caliza adoptan la forma de filones-capas acompañadas de fenómenos de metasomatismo.

Como la dirección de los filones es, en general, la de las líneas tectónicas, hemos considerado que interfieren en dirección los movimientos alpinos con los hercinianos, que por las razones apuntadas no creemos que estos últimos hayan sido muy fuertes.

Existe también un nivel de conglomerados verdosos que podía arrojar mucha luz sobre las dislocaciones de los estratos primarios, pero realmente aun no se ha podido determinar siquiera su verdadera posición estratigráfica. Parece que marca una transgresión importante, pues en muchos sitios, y sobre todo en la cuenca del río Martín, adquiere gran desarrollo. Se consideró que esta transgresión sobrevino al final del ordoviciense, pero hay sitios que parecen corresponder a la parte alta del gotlandiense y se consideró como permiano. En Beni Salah aparece interstratificado entre pizarras micáceas y lilitas, a las que se superpone la pudinga triásica.

De todos modos, en este conglomerado no hemos podido hallar aún los elementos de juicio que seguramente proporcionará con el tiempo para desentrañar la tectónica primaria del Rif.

Joleaud, en su estudio de conjunto sobre Argelia y Túnez (90), supone que en las formaciones antiguas hubo movimientos hercinianos que consistieron más bien en accidentes de gran curvatura que en formación de verdaderas cadenas montañosas; es decir, que parece ocurrir allí lo que presumimos pasa en el Rif.

Brichant, en un estudio reciente sobre el Marruecos oriental (1) divide los terrenos primarios en dos series, una metamórfica, gneis, filitas, pizarras micáceas, y otra de depósitos pizarreños y grauvacas moscovo-westfalienses, o sea que considera un paleozoico análogo al nuestro, salvo en cuanto a la edad de la serie reciente, que no nos atrevemos a fijar con tanta precisión. Expone que la dirección de las líneas hercynianas es de E.-20°-N., o sea casi paralela a las alpinas, es decir, que hay aquí también interferencia positiva.

En resumen, podemos considerar que aunque en los tiempos paleozoicos se inició ya la orogenia que dió lugar en el tiempo a la orografía actual, los efectos de los movimientos en la zona marroquí tienen poca intensidad y las líneas tectónicas apenas adivinadas parecen coincidir en dirección con las alpinas.

Sin embargo, a la relativa posición del elemento cristalino algo rígido con el pizarreño blando, resultado de las conmociones antiguas, pueden atribuirse ciertas diferencias en la transmisión de los empujes alpinos observados en las distintas partes de la terciaria Cordillera del Rif.

II.—Orogenia antigua.

Muy oscura se nos presenta toda la historia geológica del Mediterráneo occidental en los tiempos anteriores a los movimientos alpinos. La aproximación del continente Eurasia y Gondwanía ha determinado, desde los tiempos más remotos, la existencia de una zona débil de la corteza terrestre en la

(1) "Contribution à la connaissance de la Stratigraphie et de la Tectonique des terrains anté-hercyniens du Maroc oriental."—*Bull. Soc. Géol. de France* (5), t. V, 1935, p. 541-557.

que se halla comprendido el territorio objeto de nuestro estudio. Es difícil precisar si los pliegues y desquiciamientos que afectan a la superficie de la tierra son anteriores a las compensaciones isostáticas, pero parece lógico suponer que el principio de los movimientos hay que buscarlo en la relación de subordinación que tiene nuestro planeta con los otros que forman nuestra constelación y con todos los demás dentro de las leyes universales que rigen la divina armonía del Universo. Sin duda por las atracciones y repulsiones que rigen la vida de los astros se deben originar desplazamientos en las partes magmáticas de la Tierra que ocasionan faltas de equilibrio en la masa semifluida que exigen inmediatas compensaciones isostáticas.

En España se observa, que sobre un primer núcleo situado en la parte Noreste de la Península y en donde se supone dejaron su huella las conmociones huronianas y caledonianas se anexionase, a causa de los movimientos hercynianos, tierras y tierras que constituyen la meseta castellana, así como su prolongación al Sur por tierras béticas y africanas, separadas hoy unas y otras por accidentes sobrevenidos en épocas posteriores.

En España parece que en el núcleo lusitano-gallego la dirección de las líneas tectónicas antihercynianas es de N.-S. y ésta parece ser en Africa la de los Saharides (movimientos Pharusiense y Suggariense de Kilian) y la del algonkiano. Sin embargo, no conociéndose la existencia de la pudinga, que Macpherson colocaba entre la masa cristalina y el cambriano, la huella de los movimientos prehercynianos es muy confusa y por consiguiente es difícil darse cuenta del modo en que éstos se propagaron.

En Marruecos no se pueden reconocer bien en su parte antigua las huellas de los movimientos huronianos y caledonianos, ni tampoco podemos adivinar la posición e importancia

del pilar africano que hubo de enfrentarse con el ibérico. Aunque por la disposición alargada N.-S. que presenta el contacto de las masas cristalinas con el paleozoico, hace suponer que aquella dirección deben tener en la península marroquí las líneas tectónicas de aquellas épocas.

De todos modos, parece ser que lo mismo que en el Sahara existe una enorme serie de rocas precambrianas que debieron constituir el primitivo pilar, del mismo modo al Oeste de Galicia y Portugal debía existir el valladar en que se debían estrellar los esfuerzos de los primeros movimientos de la corteza terrestre.

Los importantes niveles detríticos hallados en el paleozoico rifeño, representados por los conglomerados de color púrpura de Cudia Federico, por las pudingas verdosas y por las grauvacas de la parte alta, parecen indicar la existencia de movimientos caledonianos cuyas líneas directrices debieran tener esa misma dirección N.-S. en nuestra península marroquí, sin que podamos afirmar nada, pues no se aprecian ni discordancias ni contactos anormales.

La disposición de los terrenos antiguos de nuestra Cordillera del Rif, nos enseña que la anexión de los terrenos paleozoicos al núcleo cristalino se haya hecho quedando este último hacia el Noreste, así como en España esa anexión se efectuó permaneciendo el núcleo hacia el Oeste y en el de Africa, en el Sahara, la unión se hizo al Norte del núcleo.

Nos atrevemos, en vista de estas coincidencias, a insinuar que tal vez los núcleos o pilares primitivos caledonianos pudieran ser tres: el grande Atlántico, unido a tierras polares; el Sur de Gondwanía, y un tercero, pequeño satélite del último, según Marín, o el principio de la cordillera liminar, según Fallot, quedando así impuesto desde las primitivas épocas, con la existencia de estos escudos, al porvenir geológico del Mediterráneo occidental.

Según Brichant, en el Marruecos oriental la dirección de las líneas directrices antihercinianas es de N.-35°-O., que no parece oponerse mucho a lo manifestado anteriormente, teniendo en cuenta las curvas que presentan siempre dichas líneas y sobre todo la forma confusa y enmascarada con que se presentan ahora a nuestros ojos los efectos de conmociones tan antiguas.

Los movimientos hercinianos tienen especial importancia en la configuración de la Península Ibérica, y creemos que las dislocaciones y subsidencias promovidas por aquéllas son las que han iniciado y hasta determinado el relieve actual del Mediterráneo occidental y el de sus tierras costeras. Desde luego, como se ha insistido muchas veces en este trabajo, la semejanza litológica entre el paleozoico del Norte de nuestra Cordillera del Rif, del que forma la hoja Bética de Málaga y el de las Kabylías de Argel, es completa y parece que en sus estratos se ha escrito la misma historia geológica. La pequeña mancha paleozoica de Tres Forcas puede corresponder a esta misma formación.

Las transgresiones modernas y las fallas importantes como la del Guadalquivir, no dejan ver bien la relación que existe entre los depósitos antiguos de uno y otro lado del Mediterráneo. Se observa, sí, en los movimientos hercinianos una orientación de los terrenos geológicos en dirección O.-NO., y con esta dirección quedan cortados por la dicha falla del Guadalquivir sin saber de cierto si la orientación herciniana continúa o no por debajo de las tierras béticas y por debajo de tierras africanas. Esa orientación de las fallas de los terrenos geológicos indica las que tienen las líneas directrices de los movimientos hercinianos en esta parte, o sea, O.-NO.

A pesar de la orientación marcada y constante que tienen las fajas de los terrenos antiguos y las líneas directrices al Norte del Guadalquivir, algunos autores, entre ellos Staub,

consideran que las líneas directrices hercinianas, después de un amplio giro según las sierras castellanas, entran en el Atlántico con dirección casi normal a la indicada. Se deben apoyar, al hacer esta afirmación, en la dirección de Sierra Morena, cordillera que, a nuestro juicio, no existe; representa tan sólo el extremo de la meseta castellana formada y conmovida a causa de dislocaciones de borde de los tiempos hercinianos, tal vez con rejuvenecimientos a causa de los movimientos pirenaicos y alpinos.

También pudieran tener en cuenta al hacer esta afirmación el cambio de dirección de las líneas hercinianas en dos puntos singulares: uno, en Sierras Madrona y Alcudia, la primera orientada E.-O. y la segunda NE.-SO., y el otro, en la parte más occidental de Sierra Aracena, orientada E.-O. Sin embargo, nos confirmamos que aparte de estas excepciones que pueden tener su explicación en lo que manifestamos a continuación, sin duda alguna las líneas directrices hercinianas al Norte del Guadalquivir tienen dirección O.-NO. o NO.

Resulta, pues, que las líneas directrices hercinianas marcan en la Península Ibérica una curva pasando de N.-NO. en la región asturiana a la O.-NO. en la andaluza y estando situado el centro de esta combadura en el paralelo de Madrid.

En la península Norte marroquí, la dirección es Norte un poco Noroeste. En la zona comprendida entre Tiguizas y Alhucemas parece tuerce la dirección hasta ser E.-O. En Argelia la dirección es Noreste. En la zona francesa marroquí no resaltan claramente las líneas tectónicas de los estudios hechos sobre los movimientos hercinianos fuera del Atlas medio, estudiado admirablemente por Termier. Aquí las líneas siguen dirección SO.-NE. (macizo central al Suroeste de Mequinez), localmente S.-N. (Uad Cherrat al Sur de Rabat) y cerca de Tiflat E.-O. Es muy aventurado aún todo intento de relacio-

nar estas direcciones con las del Rif septentrional, tanto más cuanto no se sabe a cuál de las cuatro fases hercinianas definidas en el Atlas corresponden los movimientos del Rif.

Limitándonos al paleozoico Norte, sólo podemos manifestar que las líneas directrices hercinianas, a no ser que hayan sido enmascaradas por los movimientos alpinos, parecen señalar una amplia curva con la concavidad hacia el Norte, con cierto paralelismo con la línea costera. Esta misma curva parece marcar las líneas alpinas, y Lacoste considera que el eje de la vuelta se presenta en los Senahdjas, que en nuestra zona debe referirse a la región de Mestaza.

Ahora queda aún difícil, si no imposible, unir las líneas directrices ibéricas con las argelinas a través de la dirección N.-S. que parecen tener en la península Norte marroquí, pues hemos visto que ésta puede resultar de esfuerzos alpinos y que, en realidad, no conocemos de modo indudable alineaciones específicamente hercinianas en el Rif.

En todo caso, el cruce casi ortogonal de las líneas directrices hercinianas con las alpinas en el Guadalquivir, pone bien de manifiesto que los empujes antiguos y modernos no actuaron en tierras andaluzas del mismo modo, sin duda debido a que la situación del pilar "meseta ibérica" era muy distinta en los tiempos hercinianos que en los alpinos. En los primeros, el continente atlántico debía ejercer un valladar a la propagación de los efectos tectónicos, y en cambio había amplitud en dirección N.-S. En cambio, en los tiempos alpinos se anexionaron tierras a la meseta castellana al Norte del hoy Guadalquivir y se había formado el surco mediterráneo en el secundario y por consiguiente los flujos se extendieron por donde había condiciones materiales apropiadas para su propagación, aunque fuera originando su desquiciamiento.

De todos modos, hay que considerar que la falla llamada del Guadalquivir representa un accidente de excepcional im-

portancia en la morfología española. El escudo castellano se conservó indemne a través de los tiempos, si acaso en parte anegado con la transgresión cretácea. En cambio, al Sur del citado río se formó durante el período secundario un geosinclinal importante que representa un profundo surco cuya amplitud nos la han descubierto los movimientos terciarios al mostrar, con las dislocaciones producidas, la entraña bética. Por consiguiente, bien se comprende que en la aurora de la época secundaria, tal vez en el permiano, se debió producir una gran subsidencia en la región bética que tuvo por resultado el descenso de parte del pilar castellano al que ya se habían anexionado las sierras hercinianas. Como este hundimiento se pudo hacer por escalones, se formaron depósitos de varia condición etológica.

Del mismo modo, como movimientos póstumos de la conmoción herciniana se debía producir al Oeste y al Sur del escudo satélite o rodete liminar otro gran fenómeno de subsidencia que dió lugar al gran surco del Rif y que se prolonga en Argelia por el surco teliense.

Representa esta subsidencia que se ha producido el mismo fenómeno a un lado y otro del escudo satélite.

Resulta de todas estas manifestaciones que entre el Guadalquivir y el Noreste del rodete liminar y entre el Suroeste de este escudo y la zona tabular africana se han iniciado desde los tiempos hercinianos, la existencia de una zona débil de la corteza terrestre donde tuvieron amplio despliegue los efectos de las conmociones posteriores, zona que es natural que aprovecharan para manifestarse los flujos de fuerza (según la frase de Bailey Willis adoptada por Argand) que representan exigencias del equilibrio isostático. La dirección de los pliegues posteriores desde que ocurrieron estas grandes dislocaciones quedó ya determinada.

A nuestro juicio, el surco bético y el surco rifeño se hacen

independientes desde que se produjeron los fenómenos de subsidencia y, por tanto, pueden tener una historia geológica algo diferente.

III.—Permotrias. Werfeniense.

Forma un paquete de conglomerados cuarzosos, rojizos, areniscas violáceas y de hez de vino y algunos horizontes margosos, generalmente rojizos. Muy raramente presenta yeso blanco.

Este tramo se presenta con gran independencia, no solamente con relación con los horizontes inferiores, sino también con los superiores. Aparece transgresivo y discordante con los terrenos paleozoicos y al mismo tiempo se presenta despegado de las formaciones triásicas dolomítico-calizas que forman sin duda la base de la sierra caliza. No hemos visto un sitio ni hemos podido trazar un corte en el que se vea bien la sucesión de los niveles triásicos. La superposición del rhetiense al tramo dolomítico es clara y evidente, pero la forma de sucederse los estratos werfenienses y de los otros triásicos aparece algo confusa.

En la cordillera, entre Tetuán y Punta Pescadores, no hay ningún sitio donde aparezca claramente la sucesión fuera de Cudia en Nich, y en la base de la hoja de El Babat. Pero se ha visto que en este elemento tectónico la dolomia se presenta muy reducida con relación a las grandes potencias que ésta presenta en el autóctono y es en este último donde nos faltan cortes.

En el Norte de Tetuán, como en la hoja de El Babat, se presenta normalmente el permotrias entre el paleozoico y una serie calizo-dolomítica bastante reducida. Un corte muy claro es del arroyo el Zil. Pero también en ciertos sitios de este

trozo de la cadena falta el permotrias. Además de los contactos de ciertas partes del borde interno de la Sierra de Haus, hemos de notar sobre este particular la posición de las dolomias de la Hafa del Uest y Monte Xinder (a no ser que sea este crestón paleozoico).

Dos interpretaciones se nos presentan: la primera supone una sedimentación localizada en el permotrias, luego una erosión seguida quizá de plegamientos, y en fin la transgresión del mar donde la depositaron las dolomias. En contra de esta hipótesis es preciso notar lo anormal que serían plegamientos durante el principio del Trias y, sobre todo, el hecho varias veces averiguado de que falten conglomerados en la base de las dolomias. Estas no aparecen nunca como capas transgresivas. Pero a pesar de estas reservas, no podemos aún rechazar por completo esta suposición.

La segunda hipótesis supone una sedimentación menos localizada del permotrias y luego la sucesión concordante y normal de las dolomias. Mas considerando la relativa plasticidad del permotrias, se puede admitir que en los movimientos alpinos hubo despegadura de la serie dolomítica, quedando laminado y localmente suprimido el permotrias.

De admitir la primera interpretación resultaría que el permotrias sería comprendido entre dos fases tectónicas, la herciniana y luego otra posterior al permotrias y anterior al Trias medio.

Esta última nos evocaría la fase postautuniana que Termier puso de relieve en el Atlas medio, pero según se ha visto, nuestro permotrias parece más a werfeniense que a autuniense, y hasta que se presenten fósiles bien clasificables hay más motivos para atribuirle una edad más reciente, lo que impide llegar al paralelismo con el Atlas.

Si bien hay dificultades acerca de la determinación del permotrias de la sierra caliza, no existen en cuanto al permotrias de las regiones más internas.

Queremos hacer notar que aparecen los retazos del permotrias en forma sinclinal apoyados en la masa paleozoica. La dirección de estos pliegues, sólo visibles en la cordillera al Norte del río Lau, parece coincidir con las de las líneas alpinas.

En algunos de estos pliegues, en vez de presentarse inclinados hacia el Oeste, como ocurre en general, lo hacen hacia el Este; así sucede en el cortado en el camino de Malalien a Beni Salen y en Taxarud.

El werfeniense en general tiene una facies detrítica parecida en todas partes; tiene bastante bien señalada su individualidad. Mas hay que reconocer también que el que se nos presenta en el Rif tiene gran semejanza por su sucesión de niveles y por el color de sus materiales con el que forman las unidades estructurales Bética de Malaga. Al revés, en los Alpujarrides y Rondaides, según la clasificación de Brouwer y de Blumenthal (1), no hay permotrias caracterizado, y se atribuye al werfeniense filitas coloradas muy metamórficas, más bien por su posición relativa que por otro motivo más preciso.

A pesar de sus semejanzas, los permotrias del Bético de Málaga y del Rif difieren por detalles. El primero presenta, sin embargo, más yeso. En el Rif sólo hemos podido reconocerlo con claridad en un solo sitio, en Sidi Halluba, en el macizo del Kelti. También sabemos que se presenta al Noroeste de Alhucemas.

Este Trias no se encuentra al Sur del Rif. Los yacimientos triásicos de la zona externa de la cordillera ya no tienen relación alguna con esta clase de depósitos. Aparecen a bastante

(1) La existencia, o por lo menos la multiplicidad de estas hojas de las Alpujarrides es muy discutida y hasta el mismo Blumenthal manifiesta dudas y hace rectificaciones.



distancia (más de 20 kilómetros) y pertenecen aquéllos a unos materiales margosos con yeso y sal que se presentan en forma diapírica y de facies completamente germánica. Esta misma facies se presenta en Argelia y en la zona externa bética.

En el Rif francés el triás germánico contiene fauna del Keuper. En el Medio Atlas se presenta permiano en parte correspondiente al autuniense después del hallazgo de plantas por Termier. Con ligera discordancia se presenta encima un conjunto yesoso que alcanza sin duda al werfeniense. Presenta tipo germánico y desde luego muy distinto al de nuestra Cordillera del Rif.

En resumen, a pesar de que el permotriás está en su sitio estratigráfico y a pesar de las relaciones normales que se observan entre él y la base dolomítica en la Sierra del Hauz, en la cercanía de El Babat, no puede negarse que el werfeniense se presenta con cierta independencia.

Para los efectos tectónicos el permotriás y el paleozoico en la zona interna aparecen unidos a pesar de su manifiesta discordancia. Aparece el werfeniense repartido con irregularidad, sea, como hemos dicho, por desigualdades de depósito, sea porque ha servido de materia lubricante en los movimientos terciarios. Al Sur de Tetuán no se le conoce en ninguna parte por debajo de las dolomias autóctonas, por no haber sido éstas suficientemente socavadas por los ríos.

IV.—Serie dolomítica-caliza de la Cordillera.

Comprende una potentísima serie exclusivamente formada de dolomias y calizas. Su edad es triásica y liásica. Acerca de los depósitos cretáceos de la sierra tenemos dudas si se deben o no incluir en la serie, aunque lo haremos afirmativa-

mente sólo por considerar unidos a los terrenos que forman el complejo tectónico y sin incluir los depósitos formados en la transgresión senonense.

Está, pues, constituido este elemento estructural del modo siguiente:

Triás medio y superior.—Serie dolomítica muy potente en masa, a la que se superponen dolomias en capas delgadas con algunas intercalaciones calizas de tipo variable y coronando esta formación bancos calizos. Presenta un espesor total de 600 a 1.000 metros.

Infralías.—Rhetiense formado por calizas en lascas y dolomias; encima calizas llamadas alveolares por nosotros, y, por último, las capas brechoides con *Rhynchonellina* y brechas que pueden ser hettangienses. Sin conocer la relación con estos horizontes se presentan en un solo sitio calizas rojas con *Ammonites* (*Schlotheimia marmorea*), pero que deben corresponder al hettangiense o sinemuriense inferior. Tiene el Infralías un espesor de 100 a 350 metros, pero aunque los niveles superiores son sumamente interesantes desde el punto de vista estratigráfico por representar hiladas de buena referencia, la mayor parte del espesor está ocupado por el rhetiense calizo-dolomítico, ofreciendo éste varios niveles con *Avicula contorta* y demás lamelibranquios propios de este piso.

Lías inferior.—Sólo en dos sitios (Noroeste de Ben Karriich y kilómetro 21,5 de la carretera de Bab Taza a Targuist) ha sido hallado, pero proporciona datos de mucho interés, porque son tal vez los yacimientos de fósiles más importantes de la zona. Está representado por calizas de facies claramente alpina.

Lías medio.—Hallado sólo en un sitio del macizo del Kelti. Calizas con *Ammonites* típicas de Italia y de los Alpes, como casi siempre ocurre en el domeriense mediterráneo.

Lias superior.—Formado por calizas correspondientes al toarciense y aaliense.

Después del Lías superior se presenta una laguna importante que ocupa todo el período jurásico medio y superior. Sin embargo, es posible que en la serie de bancos plegados que se presentan en el monte Taguerguent, en el macizo del Tazaot, existan niveles del Dogger o Malm. Aun más probable es que en la vertiente Sur del anticlinal de Xerafat existan términos más elevados que el Lías por ser muy potente la serie superpuesta a este último terreno. Hemos indicado en el lugar correspondiente que por su facies se podía atribuir al titónico, pero no tenemos datos positivos y concluyentes, ni mucho menos, para hacer esta afirmación.

Todos los horizontes forman un elemento en conjunto bien determinado. Se depositaron sus materiales de modo normal y recibieron mancomunadamente los empujes orogénicos. Sin embargo, a pesar de la unidad y monotonía de la serie calizo-dolomítica, se observan en ciertos sitios alteraciones especiales en la sucesión y en la naturaleza de los materiales de la serie.

Entre el Buhia y el Mter las dolomias reinan como en ninguna otra parte y se observan en ellas fenómenos de metamorfismo, algunos de tanta importancia como el que representa la presencia de los cipolinos con semejanza tan grande con los alpinos.

Es probable que estas alteraciones sólo resulten de fenómenos tectónicos. Pero se puede también plantear la cuestión de si estarán en relación con el metamorfismo que aparece en el macizo de Mohamed el Filali. Sin embargo, esto sería bastante difícil de admitir, pues el metamorfismo de este macizo se nos presenta como anterior al secundario.

Ahora bien: de ser únicamente de origen tectónico el metamorfismo de estas dolomias implica efectos de conmociones algo desproporcionados en relación a los que se conocen sin

alteración alguna en la masa dolomítica en la parte central de la cordillera. Es aquí uno más de los problemas que quedan aún por estudiar.

Sobre este conjunto se presenta en la cordillera el cretáceo en determinados sitios. A los dos tramos extremos de la serie cretácea corresponden los depósitos hallados: neocomiense y maestrichtiense. Ambos tramos parece juegan papel distinto en la formación de la cordillera. El primero está asociado al Lías, pero su posición con relación al mismo no está bien determinada. Está constituido por un nivel margo-calizo y las más de las veces aparece aplastado; su color es rosáceo. La edad en algún sitio esta bien determinada por el *Aptychus Seranonis*, Coq., encontrado en varios sitios. Pero no se ha advertido su presencia más que en la región del Yebel Musa y en Cudia Tahar. Es probable que se pueda también atribuir a este tramo las capas rojizas entre el Had de Beni Derkul y el poste indicador del kilómetro 21 de la carretera de Alhucemas.

Este neocomiense, análogamente a lo que suele ocurrir en España, se encuentra asociado a los tramos jurásicos. En la Cordillera del Rif no podemos darnos cuenta por la escasez de sus asomos de su significación en la historia de esta parte interesante de Marruecos. El afloramiento del Yebel Musa y su forma de presentarse allí lo consideramos como un argumento más a favor de que el final Norte de la cordillera corresponde a otro elemento distinto del Rif, al penibético externo, o sea que este trozo no pertenece orogénicamente a Africa, sino a Europa.

Por el modo de presentarse los otros asomos neocomienses no podemos por menos de unirlos al elemento estructural calizo-dolomítico, considerándolos como formando parte del último término de esta serie y separándolos por su significación tectónica de los otros tramos calizos de la serie cretácea.

V.—Materiales transgresivos.

Cretáceo.—El tramo maestrichtiense, caracterizado por las *Rosalina* del grupo *Stuarti*, se presenta transgresivo en varias partes de la cordillera indicadas en el plano tectónico. Hay que considerar a los materiales de este tramo como unidos a la serie comprensiva del Rif. Tenemos interés en resaltar la profundidad de la transgresión, que llegó a los interiores del macizo del Kelti y al alto del macizo de Tazaot. Está constituido en sitios por margas amarillentas de facies *Flysch*, con lechos margosos rosa y con lentejones calizos con *Orbitoides*, *Rosalina Stuarti* y en otras por conglomerados muy finos.

Nummulítico.—En la cordillera también se presenta otro elemento, el *Flysch nummulítico*, comprendiendo unos conglomerados que se extienden grandemente por toda la sierra correspondientes al luteciense. Luego la transgresión terciaria se completa en la cordillera, en el eoceno superior y oligoceno, por depósitos muy parecidos al tipo margo-arenoso llamado *Flysch*. Existe, pues, siempre la laguna del eoceno inferior y en varios sitios la del medio.

Los depósitos transgresivos constituyen un elemento estratigráfico aparte que analizaremos más adelante (aunque asociado a los elementos calizo-dolomíticos hayan sido objeto uno y otro, mancomunadamente, de conmociones y dislocaciones).

Es preciso subrayar que la transgresión del eoceno medio, seguida luego por otra de menos importancia en el oligoceno, es anterior a las grandes dislocaciones de la cordillera, y en esto nuestras investigaciones nos obligaron a reformar la hipótesis emitida con Blumenthal en 1930. Entonces la impo-

sibilidad de estudiar las zonas internas de la cordillera nos había dejado admitir que el paroxismo orogénico era anterior al luteciense. Hoy, según se ha visto, no cabe duda de que el paroxismo mayor fué postchatiense.

B.—Resumen y discusión relativos a la tectónica.

Según hemos visto en líneas anteriores, no hay datos suficientes para analizar la tectónica del paleozoico. Apenas si se pueden advertir líneas de dislocación y más difícil aún determinar si la edad de las conmociones es caledoniana o herciniana.

Sólo podemos insistir sobre este hecho: que en la zona paleozoica del Rif no aparecen indicios de dislocaciones importantes del primario y que esta tranquilidad orogénica es típica de Africa y contrasta con la accidentada de Europa.

Lo que más importa aquí es volver sobre cuestiones de tectónica del terciario.

Tratando nuestra Memoria de descripciones regionales, nos hemos limitado al resumen estratigráfico que acabamos de dar y no nos parece necesario volver sobre este particular con más detalle, tanto más cuanto que se hallan en el capítulo correspondiente.

En cuanto a cuestiones de geología estructural, como hemos dado un análisis bastante detallado de los accidentes, conviene resumir sus rasgos esenciales en un examen de conjunto. Esto nos permitirá discutir al mismo tiempo ciertos puntos aun dudosos.

Hace tiempo que se conocen las tres zonas concéntricas del Rif español: en la orilla mediterránea, zona paleozoica con permotrias transgresivo; luego zona de sierras calizas y dolomíticas de notable relieve; en fin, zona periférica de te-

rrenos secundarios y terciarios margo-pizarrosos y arenosos reunidos bajo el nombre general de "Flysch", pasando éstos al Sur a las formaciones de la zona francesa y al Noroeste a la de la zona costera atlántica española.

Tal como parece en un mapa tectónico la cordillera caliza forma un arco casi regular desde Yebel Musa hasta Punta Pescadores, y a primera vista resaltaría una impresión de unidad de no ser tajada en dos partes muy diferentes por el valle del río Martín y del asomo exótico del Yebel Musa.

Ya para un observador superficial resalta la diferencia entre las dos laderas del valle del Martín, o sea entre las dos partes de la sierra caliza que este río divide. Al Norte reina una tectónica tranquila, anchas masas de dolomias y calizas de posición aparente normal sobre el permotrias y el paleozoico. Al Sur aparecen de repente pliegues vertidos, en cuyos senos inclinados se presenta el Flysch. Esta disposición isoclinal es causa de que esculpa el relieve de la sierra estrechos crestones rocosos paralelos al eje de la misma, separados por hondos barrancos.

Esta diferencia de los estilos tectónicos y el hecho de que el Flysch externo ocupe la depresión del río Martín hasta hallarse en contacto con el paleozoico, demuestra que los dos trozos de la cordillera son de naturaleza completamente distinta.

Hemos considerado el del Norte como autóctono desde nuestra nota preliminar de 1930, mientras, como se ha visto, el que se extiende desde el Sur de Tetuán hasta Punta Pescadores, nos ha revelado interesantes fenómenos de corrimiento.

No hemos vuelto a estudiar el asomo del Yebel Musa desde 1930, pero creemos conveniente reproducir aquí lo que manifestamos en nuestro trabajo con Blumenthal.

El Yebel Musa y el retazo flotante de Zahara son inde-

pendientes del frente jurásico de nuestra Cordillera del Rif; pertenece a la misma unidad penibética del lado europeo del Estrecho que afloran en Manilva, en Gibraltar y al Oeste de Algeciras. Se encontró allí el jurásico superior, que no se ha reconocido de un modo cierto en lo demás de la sierra rifeña.

Entre este elemento penibético y el andaluz se dibuja una inflexión hacia el Este que es precisamente en donde está abierto el surco que originó el Estrecho de Gibraltar. Las líneas tectónicas, que marcan una dirección casi meridiana en la costa europea, la tienen N.-45°-E. en Yebel Musa y coincide el vértice del ángulo con la prolongación hipotética que estas líneas forman con el centro del Estrecho y con su mayor profundidad.

Antes de pasar a hacer un resumen de todos aquellos hechos y fenómenos bien comprobados, hemos de examinar los puntos inciertos, los dudosos, los que quedan por esclarecer según hemos manifestado en los capítulos descriptivos y sobre ellos discutir.

I.—Reflexiones sobre varios puntos dudosos.

a).—CONTACTOS DE LA ZONA PALEOZOICA CON LA CALIZA

Desde el año 1930 no hemos vuelto a estudiar los contactos del trozo de la Cordillera del Rif al Norte de Tetuán. Nos parecieron entonces normales, con la reserva que hicimos y que resaltamos en la primera parte de estas conclusiones referente al "permotrias". Este parece repartido con tal irregularidad entre primario y secundario, que la disposición observada puede ser atribuida a movimientos relativos de la serie

calizo-dolomítica con relación al zócalo paleozoico. Se produjeron con carácter local laminados y desaparición de los estratos permotriásicos por bajo de los sinclinales de la serie caliza y enriquecimiento en los anticlinales de la misma.

A pesar de estas irregularidades de sedimentación que dan una cierta independencia relativa al complejo secundario, creemos nos será permitido admitir que en el trozo Norte de la cordillera la superposición estratigráfica es normal y sin que existan corrimientos del paleozoico sobre el secundario.

Desde el Sur del río Martín, como se ha visto, cambia el estilo tectónico.

En todas partes la masa paleozoica o el permotriás que la sustituye se apoya contra la rama del pliegue más interno de la serie secundaria.

Desde Yebel Tal-luba hasta el Mter esta disposición es en líneas generales absolutamente constante, si bien varía en el detalle. En la mayoría de los casos se nota nummulítico muy aplastado entre la caída de las capas calizo-dolomíticas y el paleozoico, pero en muchos sitios falta este terciario, a no ser que no hayamos tenido la suerte en encontrarlo.

Hasta el macizo de Tzafogaltz se nos presenta la superposición en forma inclinada, pero sin elementos heterogéneos interpuestos.

En el valle del Haramé se complican las cosas, y se intercalan lentejones o virutas de dolomias o de calizas entre el secundario y el paleozoico cabalgante. Representan, según hemos visto, las raíces laminadas o desgarradas por la presión, de las hojas que constituyen las unidades tectónicas de la zona calizo-dolomítica.

Cerca de El Bleh aun se complica más el conjunto, según hemos visto. Mas sea cuando el contacto de primario y secundario es directo, o sea cuando se presentan intercalaciones de los elementos radicales de los corrimientos de la cordillera,

lo importante es *el carácter anormal del contacto entre ambas zonas*.

Al Este del Cadnar no nos cabe duda de que avanza el paleozoico hasta ocultar por completo la zona caliza.

Pero desde el Nanoh la forma de presentarse los contactos es confusa. Según hemos dicho, el Flysch parece transgresivo sobre el paleozoico al Norte del Ihannachen, y sólo en la hoz del Uringa vuelve a aparecer un contacto anormal—aunque con fuerte buzamiento hacia el Norte—entre el primario y el Flysch que acompaña al jurásico.

Cuando hicimos el reconocimiento de esta comarca hemos considerado que al Este del Mter no aparecían corrimientos del paleozoico, pero siendo aún importante el cabalgamiento que se nos ofrece entre el Buhia y el Jemis, no se puede concebir mecánicamente anulación tan rápida de los movimientos tangenciales, y hemos admitido que, aunque reducidos, tienen que continuar a todo lo largo hasta Punta Pescadores.

A pesar de la imprecisión que subsiste en este último trozo, no cabe duda de que toda la línea de contacto desde el Martín hasta el Mter es una línea de corrimientos, y dadas la extensión y regularidad de éstos, es preciso admitir la noción general de esta posición de la serie paleozoica con relación a la serie calizo-dolomítica.

b).—CÓMO SE HACE LA TRANSICIÓN DE ESTILOS TECTÓNICOS EN LOS EXTREMOS NORTE Y ESTE.

Al Norte hemos observado la falla o contacto del Mers en la parte Norte de la base de la posición de Beni-Salah, y se ha de suponer que este accidente transversal, continuado hacia el Noreste bajo los aluviones del río Martín, es precisamente el que separa el compartimiento meridional donde

aparecen los corrimientos, del septentrional donde las relaciones del primario y del conjunto secundario son normales.

En cuanto a la terminación Este, la desconocemos, pues se halla bajo el Mediterráneo.

Sin embargo, según los trabajos de Blumenthal, vuelve a aparecer el paleozoico corrido en el Bokoia, y cabe discutir si este último es la continuación directa del nuestro. Es cierto que la edad de los movimientos y el sentido general de éstos son los mismos en las dos regiones; pero la situación tectónica del paleozoico es diferente y no parece que exista entre ellas continuidad lineal; ambos paleozoicos pertenecen a dos guirnaldas o festones diferentes.

c).—LOS ELEMENTOS TECTÓNICOS PROPIOS DE LA SIERRA CALIZA

El detalle de las hojas calizo-dolomíticas que hemos estudiado en la sierra es complicado, y quedan varios puntos por esclarecer. Mas hay retazos y testigos, como los del macizo de Xauen y Megueisa, sobre los que no pueden existir dudas.

Muy interesante es tratar la cuestión del Tidufal. Los estudios emprendidos en el Yebel Tidufal, según se ha visto en el capítulo IX, no han dado por resultado poder afirmar rotundamente que constituye este macizo un testigo bien definido. Conocíamos tres trozos de contacto anormal y por interpolación hemos supuesto determinado lo restante del contacto. Los tres trozos dudosos del contacto comprendidos entre los que no lo son se citan a continuación:

El primer trozo empieza en la extremidad Oeste del contacto y sigue a lo largo del arroyo que desciende de Bab Tizi Mareix hasta el collado de Taglisa. Hemos visto en dicho capítulo IX que pasaría lógicamente este contacto por la parte

Suroeste de la base de Cudia Amezlu (1), presumiendo su posición por el extraño asomo liásico que se presenta bajo las dolomias en el punto 130,2/65,7. Este trozo dudoso mide tres kilómetros.

Un segundo trozo, tampoco bien reconocido—acaso por causa de un insuficiente recorrido—, se halla en la vertiente occidental de Cudia Abernun. Falta el enlace de la línea de contacto anormal desde la falda Oeste del Tidufal hasta la Loma Eidiek. Este trozo mide cuatro kilómetros.

En fin, según ya hemos dicho, nos faltan comprobaciones de la posición de la línea de contacto entre el Dahar Ain Takut e Izerafen, o sea en una longitud de unos 2,5 kilómetros.

En resumen, sobre un perímetro de unos 32 kilómetros de la traza, en el terreno de la superficie de contacto anormal, con superficies de cabalgamiento muy claras, que rodean este conjunto tectónico, quedan 9-10 kilómetros, repartidos en tres sitios diferentes, donde el contacto no se ha comprobado. Es, pues, muy probable que este conjunto esté corrido relacionándose con el testigo de Cudia Aglogoma y con el de Tazaot.

Claro es que nuevos estudios aun pueden establecer el carácter autóctono de este conjunto, demostrando que los contactos anormales que quisimos enlazar no representan otra cosa que accidentes locales; pero no creemos sea así. Para la idea de conjunto que queremos formarnos es preciso buscar las raíces del testigo de Xauen, y no se pueden buscar más que en dos regiones: o en el contacto Oeste del Tidufal, si éste es corrido, o en el contacto de la zona paleozoica con la zona caliza.

(1) Lo mismo esta probable línea de contacto que aquella de que nos ocuparemos más adelante de la vertiente occidental de Cudia Abernun, la habíamos trazado con línea interrumpida en nuestro plano y se olvidó señalarlas al grabador.

Lo que mide la amplitud del corrimiento no depende de que exista o no el testigo más o menos dudoso del Tidufal, que ocupa una posición intermedia, sino de la distancia, desde el frente del testigo de Xauen hasta el contacto interno de las zonas caliza y paleozoica. La duda que queda acerca del macizo Tidufal-Beni Mhamed no cambia en nada la idea de conjunto.

d).—SIGNIFICACIÓN DE LAS DOLOMIAS INTERCALADAS ENTRE EL AUTÓCTONO Y EL PALEOZOICO DEL TAZAOT

Por las consideraciones hechas en el lugar correspondiente podemos llegar a la conclusión de que en el macizo del Tazaot existe un manto corrido más o menos complejo que ha recubierto una serie inferior, respetando sólo la erosión algunos retazos de aquél que bastan para medir el corrimiento. Este ha pasado de 20 kilómetros. Hemos visto que las relaciones de las masas dolomítico-calizas con el paleozoico corrido se presentan de modo confuso, pues no se ha podido averiguar si las citadas masas corresponden a la serie secundaria normal que primitivamente había de descansar sobre el paleozoico cuando éste se puso en movimiento. La presencia de masas dolomíticas a manera de virutas por debajo del testigo del Tazaot y de escamas en la región de El Bleh, permiten suponer que además de la serie corrida, cuyas capas se suceden en disposición normal, hubo escamas o paquetes arrastrados, que se acuñaron debajo de la masa corrida principal como si fuesen restos de ramas invertidas. La interpretación de la posición de estos paquetes intermedios es desde luego teórica, pues en ninguna parte se ha establecido con estratigráfica seguridad su disposición invertida. Dada la naturaleza rígida de los materiales litológicos, es poco probable que se presenten aquí mantos del primer género según la terminología de Termier,

o sea formados de pliegues invertidos completos. Además, siguiendo corrientes modernas les parece a los geólogos que en los Alpes suizos es muy reducido el número de corrimientos de esa índole, de modo que con mayor razón habría que aplicar este criterio en el Rif y, por consiguiente, hemos de considerar los paquetes acuñados por debajo de los mantos corridos como restos de escamas entrañados en el movimiento de traslación del manto mismo.

e).—ELEMENTOS TECTÓNICOS DEL NORTE DEL LAU Y SUS RELACIONES CON LOS DEL SUR.

El macizo de Talambot interrumpe la continuidad de la sierra caliza y corresponde a una zona transsinclinal. Plantea varios problemas, además del referente a su propia naturaleza tectónica discutido en páginas anteriores.

Según hemos visto, es muy distinto el detalle de la tectónica al Norte y al Sur del paleozoico de Talambot. Al Norte la estructura del terreno nos revela la existencia de unidades superpuestas. En la base aparece un notable cabalgamiento llamado de Sidi el Gaiachi. Encima se presenta la serie del Kelti con poderoso desarrollo de las dolomias y calizas, tumbado su frente hasta encapucharse en el Flysch exterior. En fin, sobre este elemento viene la hoja de El Babat *con permotrias en su base y, localmente, paleozoico*. Esta última se relaciona al Norte del Kelti con el borde del paleozoico corrido de tal manera que no parece atrevido considerar esta hoja de El Babat como representando la parte frontal del cabalgamiento del paleozoico, o sea del elemento tectónico más interno.

Los contactos del Haramé demuestran de otra parte que la serie del Kelti, por potente que sea en su parte media, se esfuma hacia sus raíces, hasta quedar reducida a una formación

dolomítica de pocos metros de espesor cuando no desaparece por completo.

¿Cómo concebir la correspondencia de estos elementos tectónicos con los del Sur del paleozoico de Talambot?

Creemos que el elemento de Sidi el Gaiachi representa un accidente local de la serie autóctona, pues sus raíces tienen que hallarse en el valle de Halaba, y además es un accidente que desaparece en pocos kilómetros hacia el Sur, por debajo del primario. En la vertiente del Tazaot y de Agan-Tansasnut no hay accidente que corresponda con éste, a no ser alguno muy reducido de los que forman las escamas de El Bleh.

En este caso se nos presentará la serie del Kelti como el homólogo de las dolomias acuñadas por debajo del primario del Tazaot. Estas últimas son más reducidas en potencia y extensión, pues donde mayor espesor miden les hemos atribuido unos 200 ó 300 metros; ahora bien: acabamos de analizar cuantas razones abogan en favor de su situación normal, es decir, no invertida, carácter que es también el de la serie del Kelti.

Preferimos usar de la palabra *homólogo* para expresar estas analogías de posición, porque la continuidad de ambas masas no se puede determinar de un modo exacto en el estado actual de nuestros conocimientos, teniendo en cuenta la rapidez con que se esfuma la serie del Kelti y lo fácil que es desaparezca por completo antes del transversal donde se observan las escamas del Noreste del río Tarmalt pertenecientes al sistema de las masas acuñadas por debajo del paleozoico del Tazaot.

Sobre este particular recordaremos al lector que la presencia del paleozoico en Ifartan e Isuriah nos hizo suponer que en estos sitios no existe la serie del Kelti, pues ésta no lleva nunca en su base virutas de primario o de permotrias, lo que obliga a atribuir este primario al conjunto "Paleozoico-hoja de El Babat".

Si se admite esta correspondencia entre Sur y Norte del Lau, fuera del accidente de Sidi el Gaiachi, hay entre la serie del Kelti y las dolomias de la viruta intercalada bajo el paleozoico del Tazaot, así como entre la hoja de El Babat y el paleozoico del Tazaot una equivalencia bastante sugestiva.

En nuestros esquemas anteriores hemos admitido la equivalencia de la serie del Kelti con la de Xauen. Si admitimos que esta última representa la parte superior del secundario que descansaba sobre el primario del Tazaot, hemos de desistir de esta interpretación, pues vendría a ser el macizo de Xauen la parte frontal de la hoja del Tazaot y el homólogo de la de El Babat. Pero ya hemos hecho resaltar las anomalías del contacto del macizo de Xauen con el paleozoico de Talambot. El caso es objeto de discusión, pero no podemos contestar con acierto. En todo caso la homología de la pequeña serie del Amesif con la de El Babat no puede ser más que de situación, pues no hay en la escama del Amesif permotrias o paleozoico característicos de la base de la hoja de El Babat. (Quedando todavía dudas acerca de estas atribuciones, hemos notado con figurado especial la del macizo de Xauen-Tidufal en el esquema de conjunto.)

Esta discusión demuestra que, a pesar de las diferencias que existen entre los macizos del Sur y del Norte del Lau, no hay nada que sea extraordinario o anormal, tanto más cuanto que el transsinclinal y el avance del paleozoico de Talambot explican suficientemente los trastornos locales que de esta disposición resultaron.

Claro es que en este examen de conjunto prescindimos de alguno de los detalles de los hechos comprobados, pero no creemos que las observaciones expuestas en nuestros capítulos VII y VIII aboguen en contra de las coordinaciones propuestas.

f).—ELEMENTOS DEL NORTE DEL KELTI

En el Norte del Kelti, la sierra caliza disminuye de anchura y por violenta inclinación axial hacia el Norte pierden cota las hojas calizas que la componen. La serie de El Babat desde Bab Tillight deja de presentarse en las cumbres, pero retazos de la misma subsisten en la vertiente oriental de las montañas y se los puede seguir hasta Dar Fetoh.

En este trozo hemos visto que el principal problema consiste en interpretar lo que pertenece a la serie del Kelti y separarlo de lo que es autóctono. No volveremos sobre esta cuestión, que ha sido extensamente discutida (cap. V), y haremos sólo un resumen de nuestras interpretaciones. Si, a pesar de las oscuridades que nos envuelven, admitimos que también la serie del Kelti se reduce y queda limitada en extensión a la parte oriental de la zona axial de la cordillera, resultará que los anticlinales de caliza y dolomias que aparecen verticales y con rumbo meridiano al Norte de Auniser representan la reaparición del autóctono.

Si no lo admitimos, estos anticlinales habrán de representar asomos de la serie del Kelti, lo que modifica por completo la interpretación general de la tectónica rifeña.

La duda que acabamos de subrayar se extiende a los macizos hasta Hafa en Nator y Hafa el Ma.

En cuanto a los crestones del Mensora y del Gorgués, etcétera, hemos presentado nuestras interpretaciones en el capítulo VI. Cabe todavía subrayar que en el collado de Dar Rai y al Este del Mensora quedan oscuridades. No hay absoluta seguridad de que todos estos macizos sean corridos, a pesar de las muchas probabilidades que resultan del examen del número y disposición de los contactos anormales, así como de la

presencia del testigo de Dar Jarjor. Este último no puede pertenecer a otro término tectónico que al de El Babat. El elemento sobre el cual descansa es, pues, lógicamente, el del Kelti. Así, tanto por el estudio de los contactos como por motivos deducidos de las relaciones laterales o verticales, se nos aparece la solución tectónica que hemos adoptado con grandes probabilidades de acierto.

Ya hemos advertido al lector que esto implica en la terminación Norte de la sierra la supresión local de la base de los sinclinales de la hoja del Kelti en la forma que representan nuestros cortes de conjunto. Estos fenómenos son conocidos en los Alpes y no tienen nada extraño. No lo serían tanto, en todo caso, como lo que resultaría de admitir a estos crestones de Hafa el Tuab, Gorgués y Tal-luba autóctonos, como lo hicimos en 1930, porque entonces quedarían sin explicar las relaciones de estos montes con el Mensora y Bu Zeitun.

Queda por esclarecer la cuestión de las relaciones de las calizas con las margas cretáceas claras entre el Mensora, Dar Jarjor y Hafa Ferkennix. En 1930 nos llamó la atención que se presentaran las margas en depresiones estrechas dominadas por las calizas. Pero hemos desistido de interpretar esto por un cabalgamiento de las calizas sobre el cretáceo en vista de que en nuestras ulteriores investigaciones no resultaban pruebas para seguir sosteniendo este aserto. De todos modos, sea lo que sea, no representa en el conjunto más que un accidente de detalle.

Resumiendo los hechos discutidos, notaremos que, fuera de los accidentes representados por las dolomias de la base del primario del Tazaot y por la serie de Sidi el Gaiachi, se observa una cierta unidad en los elementos corridos de la cadena caliza. Los más elevados se presentan en las partes internas y están en su mayoría constituidos por paleozoico; los de la parte media y frontal están formados por dolomias, calizas

liásicas, senonense y nummulítico y constituyen los testigos del Tazaot, de El Babat, Xauen y Magueisa. La serie del Kelti, a pesar de su potencia, es un elemento suplementario intercalado y localizado solamente en el macizo de este nombre al Norte del Lau; al Sur presenta extensión reducidísima.

Esta serie del Kelti se nos presenta en la actual cordillera como un elemento que ha sido arrastrado más al Este de lo que en un principio debió serlo por el movimiento de la serie paleozoica y de su coronamiento secundario. Aun teniendo en cuenta el laminado de las raíces de este manto, su sola presencia implica, por parte de la serie paleozoica interna, un desplazamiento mucho mayor del que se deduce del solo examen de los contactos. En los cortes generales hemos representado este desplazamiento con la mayor prudencia y es casi seguro que ha sido más importante de lo que figuramos.

Antes de proponer una evaluación de los movimientos tangenciales según varias transversales a la cordillera nos queda por examinar la parte de la cordillera que es autóctona y la posibilidad de extensión de los corrimientos sobre la zona del Flysch.

g).—PARTE AUTÓCTONA DE LA CORDILLERA CALIZA

No volveremos sobre los motivos que nos movieron a representar como autóctonas las partes que aparecen así en nuestro mapa. Nos bastará recordar que no hemos hallado ventana alguna en el fondo de los ríos donde pudimos buscarlas y que, por consiguiente, no estamos autorizados a considerar estas partes de la sierra como corridas. Pero en el borde externo de la sierra este mismo autóctono, formando rama de un anticlinal, es a menudo roto por pliegue-falla. Así debió ocurrir desde la margen del Hafa el Ma hasta el río Taranes, desde

Tisuka hasta Bab Amaregut, en la extremidad del anticlinal Lexchab en Bu Hal-la y a lo largo del alto Buhia.

Resulta que en todos estos trozos no se presenta el Flysch cretáceo entre el lias y el Flysch nummulítico. Debe haber desaparecido por efecto de pliegues-fallas.

Dificultad más importante se presenta en la región de los pliegues rectos del Norte de Auniser. Allí hemos indicado que se ofrecen dos hipótesis tectónicas. Por una de ellas se supone a estos anticlinales como autóctonos. En tal caso sería natural hallar entre lias y nummulítico el cretáceo superior. No lo hemos observado y esto pudiera ser un argumento en pro de la segunda hipótesis que atribuye un carácter corrido a estos elementos secundarios. En todo caso no fuimos capaces, en el frente de los mantos corridos, de separar el Flysch que se ha movido con ellos, del autóctono.

No obstante tales dudas, consideramos como autóctonos los elementos figurados como tal en nuestro esquema. De no serlo tendríamos que considerar como corrida no solamente la sierra del Dersa, sino toda la zona del Flysch, es decir, la zona subsidente hasta el Rif francés, Targuist y los Beni Uriaghel, etc., lo que nos parece en absoluto inverosímil.

II.—Relaciones de posición y magnitud entre las masas corridas y las autóctonas.

a).—MEDIDAS DE LA AMPLITUD DE LOS CORRIMIENTOS EN LA ZONA CALIZA

La cordillera caliza mide desde Punta Pescadores 93 kilómetros hasta Tetuán y 135 hasta Yebel Musa.

En el interior del arco paleozoico cabalga el secundario completado por Flysch desde Puerto Capaz hasta Tetuán en una longitud de unos 90 kilómetros.

Los elementos secundarios que, empujados o entrañados por este movimiento, forman hojas de arrastre, se encuentran sobre un frente más reducido, y dentro de éste, repartidos en la forma aproximada que hemos indicado anteriormente, los que se presentan al Norte y al Sur del curso del bajo Lau.

Intercalados entre el autóctono y el manto inmediatamente superior se presentan paquetes relativamente reducidos en forma de virutas, como en el Tazaot, o bien verdadero manto intermedio, como el llamado del Kelti entre el monte de este nombre y Río Martín. Fuera del propio macizo del Kelti esta serie intermedia no alcanza el borde externo de la sierra caliza. Desde el río Martín a Tazaot estos elementos se reparten sobre una longitud de 50 kilómetros, si no se tiene en cuenta en el total los testigos de Xauen, Beni Mhamed y Megueisa, cuya homología con la serie del Kelti es dudosa. Pero como estos últimos se extienden bastante al Sur, resulta que si consideramos la longitud total de la zona donde aparecen corrimientos, ésta alcanza unos 63 kilómetros. Esta zona de corrimientos representa, pues, los 2/3 de la longitud de la parte de la sierra comprendida entre Tetuán y Punta Pescadores y un poco menos de la mitad de la cordillera caliza entera desde Yebel Musa a Punta Pescadores.

Si en vez de medir la longitud de la zona donde aparecen corrimientos intentamos verificar en qué proporción los frentes de los corrimientos se separan de la zona interna para alcanzar el contorno exterior de la sierra caliza, o sea de la zona del Flysch, veremos que se trata de cifras más reducidas. El perímetro exterior es de unos 155 kilómetros, sobre los cuales sólo en 49 kilómetros llegan los frentes corridos a la zona del Flysch, lo que corresponde a menos de una tercera parte.

Cuando en 1930 hemos considerado el total de la cordillera como autóctona, nos hemos equivocado por haber extrapolado resultados de cortes que, como el de Bab Hamamen, caían en

el autóctono, de modo que la rectificación que hacemos en este libro en cuanto al estudio mismo de la cordillera es importantísima, pero, como indicaremos a continuación, en cuanto a la cuestión de las relaciones de la cordillera caliza con las regiones vecinas cambiará poco las conclusiones generales de las que hicimos por aquel entonces.

b).—RELACIONES DE LA CORDILLERA CALIZA CON LA ZONA DEL FLYSCH

No hemos vuelto a estudiar el trozo de la sierra que se halla al Norte del río Martín, y, sin embargo, es posible que, de hacerlo, hubiéramos descubierto detalles nuevos y más indicios de complicaciones tectónicas que las señaladas en el mogote calizo de Lexkrex que mencionamos en 1930. Mas teniendo en cuenta el estilo de esta parte de la sierra, no creemos que se encuentren corrimientos comparables a los de la parte meridional. Admitiremos, pues, que, fuera de pliegues-fallas, las relaciones de la serie caliza con el Flysch son en este territorio normales.

Al Sur de Tetuán, salvo los pliegues-fallas y roturas locales cuya significación hemos ya discutido, creemos que nuestro concepto fundamental del hundimiento normal del borde de la parte de la sierra sin corrimiento situada bajo el Flysch ha de ser admitido en el estado actual de nuestros conocimientos. En este caso con variaciones de facies, que podemos sólo suponer, el substratum de la serie del Flysch ha de constituir la continuación de la serie calizo-dolomítica. Esta no pasa del Lias superior en las partes de la sierra que conocemos, pero, según hemos visto, es probable que en la rama externa del anticlinal del Lexchab se hallen niveles del jurásico superior. En Uta del Melaaib hemos observado neocomiense y cretáceo

superior entre el Flysch nummulítico y el Lías. Si se considera que los asomos de la serie margo-pizarrosa en el borde presentan potencia muy reducida y que esta serie forma la base del nummulítico en toda la zona de subsidencia, es preciso admitir en esta zona un aumento notable de espesor de los niveles estratigráficos.

Comparando los resultados de las investigaciones en la región de Tánger, Beni Ider, Dra el Azef, Ketama y Beni Uriaghel, etc., nos parece probable que el conjunto superpuesto al Lías pase de un espesor superior a los 3.000 metros.

En los alrededores de la sierra caliza no reaparece la serie caliza más que en los diapiros de Ischakhtiren y en los de la continuación del anticlinal de Lexchab.

Es preciso alejarse hasta la región de Yir (Sur de Tanacob, ordenadas 101/59) para hallar elementos del substratum del cretáceo, representado aquí por un asomo de triás descubierto por nuestros colegas Pastora y Dupuy de Lôme. Esto es a más de 20 kilómetros del borde del testigo de Xauen, a una distancia aún mayor de la parte autóctona de la zona caliza. No parece pueden existir dudas acerca de que este triás de Yir sea diapírico y no corrido, tanto por su posición como por su facies, que es de tipo lagunar.

Teniendo en cuenta la potencia y extensión de la serie margo-pizarrosa, nos ha parecido muy importante verificar si no aparecen asomos calizo-dolomíticos en esta zona del Flysch, pues representarían restos de los mantos corridos de la sierra caliza y no anticlinales del substratum. De haberlos hallado hubiéramos sido obligados a aumentar la importancia de los movimientos tangenciales, y esto tendría suma importancia para la interpretación de los accidentes tectónicos en la parte francesa del Rif.

Nuestros itinerarios en el Jesana, en los macizos del Sidi Sugna, del cordal del Tafraifa, del Beni Ider y Beni Aros y

en otros muchos sitios no dieron indicio alguno de testigos jurásicos o triásicos.

Los únicos elementos principalmente dolomíticos que hemos visto fuera del perímetro de la cordillera caliza son los de la región de Hamara, y éstos, como ya dijimos, nos parecieron bloques y derrubios caídos de la misma cordillera y cuyo alejamiento de la sierra se debe al deslizamiento por encima de los terrenos margosos del Flysch impregnado de aguas de acequias y lluvias.

Esta ausencia de testigos fuera del límite de la cordillera nos parece en completa armonía con la disposición de las partes frontales que aparecen en contacto con la zona del Flysch. En Beni Hasan los frentes caen de cabeza en el Flysch. En los alrededores de Xauen la disposición de las capas liásicas indica también que nos encontramos en una terminación frontal.

Es legítimo, pues, concluir que los corrimientos de las hojas o series de la cordillera no pasaron del límite que ahora les conocemos. En consecuencia, llegamos con toda seguridad a la conclusión de que *ninguna de las hojas de dicha cordillera puede ser considerada como raíces de corrimientos que se puedan presentar en la parte francesa del Rif*. Ya habíamos llegado en 1930 a este mismo aserto, que es importantísimo para el conocimiento del Rif.

c).—PROPORCIONES DEL MOVIMIENTO TANGENCIAL

Habiendo definido los límites de la línea de los frentes de los corrimientos, creemos nos es posible poner un cálculo del desplazamiento sufrido por ellos.

En los corrimientos se pueden considerar:

1.º Unidades calizo-dolomíticas despegadas de su zócalo paleozoico normal y empujadas o arrastradas gracias al movimiento del paleozoico. Estas provienen, pues, de la cubierta del paleozoico autóctono que se halla oculto bajo el primario cabalgante.

2.º Zona paleozoica interna corrida con la serie secundaria que normalmente se apoya sobre ella, o sea la serie de El Babat u homólogos del Sur del Lau.

De este elemento el más elevado tectónicamente, como ha empujado las unidades intercaladas o intermedias, nos es suficiente por su posición para la medición del desplazamiento.

Sólo para tener una idea de la anchura primitiva de la zona caliza habrá que tener en cuenta la posición primitiva de las hojas o escamas intermedias.

Pero para medir la amplitud del corrimiento es preciso conocer dónde se encuentran sus raíces. Claro es que las cicatrices que podemos observar según el contacto anormal del interior del arco calizo no son más que resultados de la actuación de la erosión, que ocasiona caprichosas intersecciones. La línea de rotura ha de ocupar bajo el paleozoico corrido una posición de forma relativamente regular, en arco, más interna y situada de tal manera que quede al Este o Noreste de los sitios más internos de aquellos en donde asoma el substratum calizo-dolomítico.

Será desde esta línea desde donde mediremos la amplitud del corrimiento del paleozoico, traspasando esta medición las transversales al Oeste o Suroeste de dicha línea.

En el cuadro que estampamos a continuación se indican sobre transversales típicos la cantidad que avanzó el paleozoico y la distancia de los frentes calizos con relación a esta línea aproximada de las raíces de los corrimientos. Se nota un aumento desde el Norte hasta la parte media de la cordillera y desde ésta una reducción rápida al Este.

TRANSVERSALES	Avance del paleozoico en kilómetros	Avance máximo de la masa calizo-dolomítica con relación a la línea de las raíces en kilómetros
1 Beni Salah	3	5
2 Zeitun	4-5	6-7
3 Tzafogaltz	11-12	13
4 Kelti-Izmamen... ..	15	19
5 Talambot	15	?
6 Tazaot-Xauen	12	25
7 Megueisa	8	20
8 Bab Ziat	12	?
9 Este del Mter.	5	?
10 Ihannachen.....	2-3	4

Los transversales números 1 y 2 no necesitan comentario.

El número 3 corresponde a un trozo donde hemos admitido una reducción de importancia en la extensión de la escama del Kelti y de la del Sidi el Gaiachi.

En el número 4 hay que tener en cuenta el desarrollo máximo de la última de dichas hojas que implica una reducción de anchura debida a cabalgamientos profundos (hoja de Sidi el Gaiachi) en unos seis kilómetros y también el desarrollo de la escama del Kelti. Esta se esfuma hacia sus raíces de tal modo que, a pesar de su posición, no corresponde más que a un elemento de unos 12 a 13 kilómetros de amplitud. Después de haberla empujado y entrañado, el paleozoico cabalga (o cuando éste falta el permotrias que ocupa su sitio) y lleva aquí como en el corte anterior su cubierta primitiva del secundario que forma la serie de El Babat. El total del desplazamiento de Sidi el Gaiachi y del Kelti corresponde al perfil de Izmamen, a una cantidad de seis kilómetros de Sidi el Gaiachi, más los 12 ó 13 indicados para el Kelti; es decir, de 18 a 19 kilómetros. Así hemos de suponer que el movimiento total del paleozoico,

iniciador de estas disposiciones tectónicas de detalle, ha pasado de los 15 kilómetros medibles, hasta alcanzar, sin duda, unos 20 kilómetros.

Si para el transversal de Talambot nos faltan datos sobre el secundario, en el número 6 encontramos un corte donde, con motivo de presentarse las virutas de la base del Tazaot y a causa de la disposición del macizo de Xauen, se puede medir la traslación del primario, que es superior a 15 kilómetros, con lo que creemos se acerca sin duda a los 20 kilómetros.

No obstante la posición del paleozoico en el corte número 8, hemos de aumentar también la cifra de ocho kilómetros para el desplazamiento definido por el testigo calizo del Megueisa. Sería así de unos 15 a 20 kilómetros.

En cuanto a los demás segmentos de la cordillera, según se deduce del examen del cuadro, la reducción del movimiento tangencial es normalmente progresiva hasta el Mter y desde aquí muy rápida, pero no tenemos elementos de juicio suficientes sobre este particular.

III.—Mecanismo de los movimientos tectónicos.

Es muy difícil, si no imposible, formarse una idea concreta del mecanismo de los movimientos. Pero por lo menos tuvieron éstos lugar en dos tiempos, siendo el segundo el de más importancia, según se deduce de los rasgos geológicos del país.

La masa del paleozoico no se presenta en forma de hoja de arrastre regular con contactos anormales más o menos vecinos de un plano horizontal, sino que participa de pliegues bastante acusados. Estos se observan claramente entre el río Buhia y el Nanoh. El primario cabalgante se encuentra en los senos

sinclinales del secundario en forma de profundas cuñas y esto implica que ha sido plegado con el autóctono después de haberse desarrollado el fenómeno del corrimiento mismo.

Menos visibles son las huellas de este plegamiento de conjunto en la parte más elevada de la sierra, pero también se coligen de la posición de los testigos calizos y del paleozoico. Trazas de los ejes anticlinales se agrupan en una pequeña virgación, habiendo recibido el empuje del Noreste, y el ala Sureste de la virgación tiene los caracteres de un "ala forzada", según la terminología de Argand.

Las curvas dibujadas por los ejes indican también una cierta plasticidad en la masa y un avance máximo del movimiento, o sea un mayor esfuerzo en la parte media de la cordillera. El trazado en planta se presenta, pues, bien como una pequeña guirnalda, pero la terminación rápida de los corrimientos en sus alas ha de ser discutida. Antes hemos de preguntarnos por qué el ala Este de la virgación tiene los caracteres de una virgación forzada, mientras no se nota macizo rígido alguno contra el cual haya podido estrellarse.

Para realizar tal disposición es preciso, o bien que, aunque no advertida, exista esta resistencia y el flujo de materia plástica se ha orientado según las reglas de las virgaciones forzadas, o bien que sea el borde del elemento móvil atacante más rígido que lo demás y haya penetrado en un conjunto más o menos isotropo en cuanto a su plasticidad. La serie margopizarrosa, potente, y sin dirección especial de resistencia, que recibió el empuje, presenta precisamente estos caracteres y es, pues, fácil que la disposición en virgación sea debida más bien a la naturaleza y disposición del elemento móvil que a la existencia de un macizo contra el cual aquél se hubiera embutido o estrellado.

En el ala Norte de la virgación de la cordillera la desaparición de la línea de rotura entre lo corrido y lo autóctono

debe resultar también de la naturaleza y disposición del elemento que por corrimiento se ha movido.

En todo caso, esta virgación no parece más que el resultado de fenómenos secundarios debidos a una última fase de compresiones. De cómo se sobreponen las líneas tectónicas de este movimiento a las que debieron resultar después del corrimiento, he aquí donde tropezamos con una gran dificultad. Admitidos los límites laterales de la zona en que los corrimientos se producen, se nos aparece esta zona como el resultado de una rotura local, y tanto aquí como para el cabalgamiento del Bético de Málaga (para los que lo admiten), resulta muy difícil de explicar por qué causa y tan rápidamente se pasa del compartimiento corrido al que no lo es.

En caso de materia plástica, tal determinación lateral se completa con detalles de estructura que dan cuenta de la reducción del esfuerzo, mientras que en los trozos de más avance del manto la misma plasticidad pone bien en claro tal disposición.

Aquí, la división del terreno en compartimientos autóctonos, unos, como el de Tetuán, Ceuta y Estepona, y corridos, otros, como los de Málaga y del arco Tetuán-Puerto Capaz, necesita aún nuevos estudios en el arco mismo de Gibraltar para llegar a satisfactoria explicación.

Por el momento, no nos atrevemos a entablar más discusiones, subrayando tan sólo, que relativamente al conjunto del Rif el compartimiento corrido es de poca extensión.

Tampoco podemos ser categóricos en cuanto a su relación con Bokoia. Los itinerarios que hicimos entre Mter y Mestasa nos dieron la impresión, más que la seguridad, de que los mantos corridos no llegaban hasta la costa, pues no reconocimos ningún testigo. Pero ya hemos dicho que si en algún sitio cualquiera descansa el paleozoico sobre el Flysch, esto no se percibirá más que a los que lo pueden reconocer con el mar-

tillo, pues estos dos terrenos se presentan en análoga morfología, porque en ambos los efectos de la erosión son los mismos, y porque tampoco difieren por su vegetación, que en uno y otro es silicícola.

A pesar de estas reservas, creemos legítimo formular hipótesis sobre el particular apoyándonos en la forma del ala Este de la virgación que en líneas anteriores hemos definido. De continuarse los corrimientos sobre el Flysch al Este de Punta Pescadores, las líneas tectónicas lo pondrían de manifiesto, y esto no es así, puesto que sabemos que éstas tienen su prolongación hacia el Noreste bajo el mar.

La discusión sobre él no la podemos entablar hasta que se publique la Memoria de Blumenthal, actualmente en prensa, pero ya se sabe que los corrimientos de esta sierra quedan reducidos a un desplazamiento definido de unos 10-15 kilómetros sobre una longitud de 30 kilómetros.

Tanto por el detalle de su estilo tectónico como por su constitución estratigráfica, no se presenta el Bokoia como la propia continuación del cordal calizo estudiado en este libro.

Si se trata en planta los límites de dichos corrimientos, resulta que forman como dos guirnaldas distintas. Además, no hay necesidad de concebir la unión directa de sus ramas en un punto de retroceso. Parece deducirse de la prolongación del contacto anormal de Puerto Capaz hacia el Este que el accidente del Bokoia es distinto de aquél. Aparece el de Bokoia al Sur e independiente, a la manera de un diapiro enorme que hubiera perforado la serie margo-pizarrosa y producido corrimientos limitados, en la misma forma que se presentan en regiones más externas los asomos y cabalgamientos del Uauzid o del alto Nekor, en el Rif francés.

IV.—Conclusiones tectónicas generales.

De todo lo discutido hemos de concluir lo siguiente:

El arco paleozoico interno del Rif es constituido por elementos litológicos y estratigráficos semejantes a los del Bético de Málaga.

Pertenecen sus terrenos a la misma provincia geológica, siendo a la vez diferentes de los de la meseta española y del propio zócalo paleozoico marroquí. Uno de nosotros (Fallot), intentando precisar la noción del macizo antiguamente llamado Bético-Rifeño, ha admitido que extendiéndose hacia el Este hasta el Norte de los Kabylas en la costa argelina, estos terrenos representan restos de una larga zona marginal con relación al zócalo africano que llamó rodete liminar. El otro autor de este trabajo considera que estos restos forman parte de un escudo satélite del español y africano, despegado de ellos desde los tiempos más antiguos y muy desmantelado.

Los elementos corridos del Bético de Málaga y el paleozoico del Rif español no representarían más que accidentes marginales de este rodete, es decir, roturas hacia el Norte y hacia el Suroeste y Sur, inducidas en su masa al desarrollarse las compresiones alpinas. En los compartimientos Norte africanos el movimiento hacia el Suroeste o Sur no pasan de 25 kilómetros. Son, por consiguiente, mucho más reducidos que en el Norte, donde alcanzan más de 30 kilómetros en Málaga, más de 70 en el meridiano de Sierra Nevada y alcanzarían 170 si se siguen las teorías de la escuela Brouwer sobre los mantos de los Alpujarrides.

Las sierras calizo-dolomíticas rifeñas constan de dos elementos, uno de grandes proporciones, el Noroeste, que hemos llamado cordillera dorsal caliza; otro más reducido, en Bokoia,

no teniendo estos elementos relaciones geográficas directas en el presente y tampoco continuidad geológica lineal.

La cordillera dorsal se divide en dos trozos, uno septentrional, autóctono en conjunto, estrecho, no pasando de los 850 metros de altura; el otro, el del Sur de Tetuán, más ancho, cabalgado por la zona paleozoica, afectado de corrimientos, pero dejando ver también los elementos autóctonos en la base de las hojas.

Se podría considerar un tercer trozo, que sería aquel donde el cabalgamiento del paleozoico es tal que pasa por encima de la zona calizo-dolomítica hasta alcanzar la zona del Flysch. Pero éste no es sino un caso particular del anterior.

Estos corrimientos y el autóctono sobre el cual descansan las hojas sufrieron una última fase de plegamientos, produciendo entre Punta Pescadores y Tetuán una pequeña virgación cuya ala Este está forzada.

Por la forma de la virgación, tanto por los caracteres límites de los corrimientos, se puede asegurar que éstos quedan circunscritos a la zona caliza, y que no presentan raíces de testigos lejanos, de tal modo que se puede afirmar que los corrimientos en la zona francesa no pueden tener sus raíces en las hojas de la sierra caliza.

La zona llamada del Flysch consta de una acumulación enorme de sedimentos en su mayoría margo-pizarrosos que son autóctonos y por debajo de los cuales ha de pasar la serie liásica hundida del autóctono de la serie caliza, y así se concibe la transición entre su facies y las que se encuentran en el exterior del arco en la zona francesa.

En cuanto a su papel en los fenómenos tectónicos, esta serie margo-pizarrea ha sufrido por parte de la zona caliza empujes más o menos violentos en los que hizo el papel de amortiguador, pero también el de transmisor hacia el exterior.

C.—Conclusiones paleogeográficas.

I.—"Statu quo" antetectónico.

a).—VARIACIÓN DE POTENCIA DEL SECUNDARIO

Las condiciones de sedimentación de los depósitos secundarios y la importancia de los surcos o fosas antes de los corrimientos nos obligan a hacer algunas observaciones.

En la región Norte, cerca de Ceuta, varios retazos de dolomía sobre el paleozoico permiten suponer que la extensión primitiva del Triás y del Lías ha sido notable.

Al Sur de Tetuán, fuera del secundario solidario del frente del manto paleozoico, que forma la serie de El Babat, no se conocen retazos calizo-dolomíticos sobre el paleozoico interno. Pero nos parece interesante comparar las series secundarias autóctona y corridas.

En el autóctono, la base dolomítica del secundario que hemos considerado como parcialmente triásica mide una potencia de 200 ó 300 metros en la parte Oeste de la sierra, aumentando rápidamente esta cifra hacia el Sur. Ya en Hafa en Nator alcanza más de 500 metros; en la base del Kelti llega a 700 metros o más, y en el Tazaot pasa de los 1.200 metros.

A consecuencia de la ligera pero constante y regular inclinación de los ejes tectónicos hacia el Este que produce el soterramiento de los terrenos hacia este rumbo, no se puede medir la potencia de las dolomías al oriente de Adeldal. Sólo se sabe que en el transversal del valle alto del Afusar pasa de los 500 metros.

Sobre el espesor de los depósitos de la escama del Kelti no se puede hacer muchos cálculos, pues ha sufrido reduc-

ciones mecánicas en su parte radical. En las escarpas donde más potente se presenta la dolomía alcanza de 400 a 500 metros. Las masas calizas del lías compacto miden de 200 a 300 metros, comprendiendo en este conjunto al infralías.

En la serie de El Babat se reduce mucho el espesor de la dolomía y muy a menudo no llega a los 100 metros. Esta disminución no se puede atribuir a fenómenos tectónicos motivados por la fricción de la base de la dolomía en su movimiento hacia el Oeste, pues queda entre la dolomía y la superficie de deslizamiento una masa plástica de permotrias. Resulta, pues, que la potencia de la serie dolomítica (en parte triásica), y pasando en los niveles altos al rhetiense, disminuye desde el autóctono, donde es muy importante, hasta el elemento tectónico más elevado. Esto significa que pierden potencia las capas secundarias, antes de las dislocaciones alpinas, desde la zona axial actual de la sierra hacia la zona interna, o sea hacia el Este o Noreste, según las transversales.

Restableciendo estas posiciones primitivas, notaremos para la zona de sedimentación dolomítica una anchura mínima de:

TRANSVERSALES	Anchura mínima	Potencia máxima zona axial	Potencia mínima borde interno
Ca. en Nich	13	{ Cal., 200 Dol., > 300	Cal., 200 Dol., 150
Ca. el Atba.	20	{ Cal., 200 Dol., > 600	Cal., 100 Dol., 150
N. Auniser.....	35	{ Cal., 200 Dol., > 600	Cal., 100 Dol., 150
Y. Kelti.....	55	{ Cal., 200 Dol., > 800	Cal., 100 Dol., 100
Y. Tazaot.....	»	{ Cal., 200 Dol., > 1.200	? ?
Y. Magueisa.....	»	{ Cal., 150 Dol., > 800	? ?

Sería aún más difícil esquematizar estas variaciones de potencias. No se puede dibujar de modo riguroso, pues en la base de las escamas donde falta el permotriás es muy probable que hubiera supresión mecánica de notables espesores de dolomia. Pero vale el cómputo del espesor en los bordes radicales de la serie El Babat, y esto nos basta para hacer resaltar al Norte del Lau las impresionantes reducciones de potencia de la sedimentación dolomítica hacia el interior del arco rifeño.

Al Sur del Lau, quedando sin determinar de modo definitivo la equivalencia tectónica del Yebel Xauen, es más difícil sacar consecuencias respecto de las potencias de las series.

Si, como hemos supuesto, las virtudes de la base del testigo de Tazaot representan la escama del Kelti, ésta resulta con potencia muy reducida (posiblemente por efectos tectónicos). Ahora bien: si se supone al macizo de Xauen como equivalente de la serie El Babat, hemos de hacer resaltar su enorme potencia. De ser el macizo del Tidufal un testigo intermedio de la misma hoja de Xauen, no tenemos derecho a sacar conclusiones a cuenta de la potencia muy reducida de sus dolomias. Seguramente tendremos que atribuirle una potencia muy superior a la que en el testigo se observa.

En cuanto al borde radical de la hoja, no conocemos más que lentejones de la misma y éstos tan sólo en la región al Este del Tarmalt, de modo que no nos podemos dar idea de las variaciones de potencia del secundario. Sin embargo, creemos que éstos han de seguir la misma regla que en las otras partes de la cordillera.

En notas anteriores hemos admitido que en la región Buhia-Mter, si bien los anticlinales cortados por el Buhia en su hoz al Norte del Utlega representan elementos del autóctono, había que atribuir las dolomias del cordal de Budkek a

una serie normal descansando sobre el paleozoico corrido. Hoy, según habrá notado el lector; no somos capaces de hacer esta afirmación y consideramos más probable el enlace de esta dolomia con la autóctona.

En todo caso, si está escondida la base de la dolomia autóctona y reducida por la erosión la que pertenecería a la serie corrida, no hay manera de formarse una idea sobre las variaciones de potencia de la dolomia. Sin embargo, la del autóctono ha de pasar de los 600 metros, a los que hay que sumar 200-300 metros de caliza del rhetiense en Afusar. Al Este la parte caliza de la serie ha sido derrubada antes del luteciense, según resulta de los contactos cerca de Darmago. Se vuelve a encontrar un lías de bastante potencia en la región del Ihannachen, pero en cuanto a la dolomia, nos faltan datos para precisar su potencia y situación.

A pesar de los pocos datos que nos proporcionan las regiones al Sur del Lau, nos parece, sin embargo, lícito extender a ellas las conclusiones formadas al Norte de dicho río, en cuanto al sentido de las variaciones de potencia de la dolomia y en cuanto a las variaciones en las condiciones de sedimentación de los primeros tiempos del secundario.

II.—Relaciones paleogeográficas del Triás y del Lías.

La cuenca marina en la época triásica se extiende mucho hacia el Noroeste. En la parte que corresponde hoy al eje de la cordillera caliza, la sedimentación dolomítica, es decir, de reducida profundidad, implica una gradual subsidencia. No de otro modo se puede explicar la gran potencia de los depósitos. No sabemos si hacia el borde paleozoico de la cuenca la reducción de potencia es un testimonio de una menor actividad sedimentaria durante ese mismo período o si la serie es in-

completa porque se produjo una transgresión. Lo que sí cabe suponer es que el mar no tenía más profundidad sobre esta zona paleozoica que sobre el resto de la cuenca.

El mar se extendía hacia el Noreste; suponemos que será por aquí por donde se establecieron sus relaciones con el mar de las dolomias de las Alpujarras.

Sin embargo, pudieron también existir dichas conexiones por el Noroeste, es decir, por la región de Ceuta. Esta hipótesis estaría más conforme con la noción establecida por uno de nosotros de la terminación en los alrededores del meridiano de Ceuta del rodete liminar o macizo bético-kabilo-rifeño. Pero por estas comarcas no se conocen capas de *Rhynchonellina* y tampoco aún las conocemos en Andalucía. Hasta que se las encuentre allí es lógico admitir una comunicación del actual Rif con el mar alpino más directa; o hacia las partes alpinas del geosinclinal infra-liásico, es decir, hacia el Noreste.

En el Lías inferior, los yacimientos de Ben Karrich y de la casilla del kilómetro 21 de la carretera de Alhucemas nos proporcionan faunas y facies más alpinas que los de Andalucía, y se sabe también que estas faunas y facies no existen en Argelia.

En el Lías medio es clásica la unificación de facies en todo el Mediterráneo, sea en el surco geosinclinal subbético, sea localmente en la cordillera caliza, sea en ciertos sitios del Rif francés. Aparecen en todas partes las faunas típicas de *Grammoceras* e *Hildoceratoides*. Llegan estas faunas al Atlas medio y a la terminación oriental del Alto Atlas.

No obstante tan universal repartición, es difícil determinar por dónde se establecieron las relaciones paleogeográficas.

Salvo en la región de Bugia (Argelia) no se conoce domeriense en las Kabylías, y falta este piso en la zona costera hasta Cabo Quilates, y quizá hasta Bokoia. Se puede, pues, suponer que, fuera de Argelia, donde faltan estas facies pa-

saron las aguas con faunas alpinas por el Norte del Rif hasta el Atlas oriental. En la zona subbética reina una facies con *Braquiopodos* aun desconocida en Marruecos.

Pero no sabemos en qué proporción emergió el rodete kabilo-bético-rifeño ni cómo se establecieron las relaciones entre los mares de ambos lados del mismo.

En el Lías superior también se presenta una facies muy mediterránea en Andalucía. Al principio se creía que la facies "ammonítico rosso" que tan frecuentemente existe en el Sur de España no aparecía en el Rif, y es verdad que fuera del yacimiento de la base del Musa no existe francamente en la cordillera. Pero aparece localmente en el Rif francés y más extensamente en Argelia occidental, sobre todo en el toarciense, de modo que se ha de admitir entre el Mediodía de España, el Rif y la zona II de Glangeaud en Argelia una cierta unidad de tipo sedimentario.

Muy recientemente, Roman ha señalado en el Djurdjura, donde se le desconocía, un Lías superior con *Ammonites* que hace pensar que, por lo menos localmente, la región de las Kabylías no constituía una barrera completa entre el geosinclinal y los mares más o menos epicontinentales que ocupaban el Norte de Africa.

Aparece como rasgo muy notable de nuestra cordillera rifeña la ausencia de los tramos superiores del jurásico, así como también del cretáceo inferior y medio. No creemos que se depositaron, porque de haber existido esta clase de sedimentos, hubieran dejado huellas algunos restos de los mismos. Parece inverosímil que haya desaparecido todo lo que se hubiera depositado encima del Lías superior. Más bien nos parece que desde el jurásico medio hubo una emersión de la cordillera rifeña, o, mejor dicho, de las regiones que en el terciario habían de formar esta cordillera.

Después de haberse localizado en la zona donde aparece

ahora nuestro complejo dolomítico durante el Trías y el Lías el surco de sedimentación parece que los sedimentos en él depositados más recientes se desplazaron hacia el exterior de la curva rifeña hasta el final del cretáceo. Sólo localmente llegaron a la zona caliza emergida transgresiones en el turo-nense (1) y sobre todo en el senonense superior.

Durante esta época del jurásico superior reinó en la zona subbética esa facies andaluza nodulosa y rojiza que aparece desde la provincia de Cádiz a la de Alicante en el dogger, pero que adquiere más desarrollo en el lusitaniense y en el titónico.

En los mantos de los Alpujarrides y de Málaga, como en la cordillera rifeña, no existe este Malm. En la zona de las Kabylias no se le conocía, pero Roman acaba de publicar la descripción de una fauna bastante rica en especies nuevas; varios *Spiticeras* fijan su edad del titónico superior. La facies es roja, pero diferente de la andaluza. Parece este titónico superior transgresivo directamente sobre el Lías superior, carácter que hace evocar tanto como en el dogger la existencia de la barrera formada por el rodete liminar. Pero al Sur de esta zona de frecuentes emersiones, en la zona II de Glangeaud, y más al Sur, reinaba el mar que se extendía desde la provincia de Orán hasta el Aurés (Laffitte) y Túnez. Ahora bien: este titónico se desconoce más al Oeste y las facies del jurásico superior en la cuenca del bajo Muluya son epicontinentales, de modo que el mar que existía al Sur de la cordillera rifeña, hasta la región de Fez y Taza, no comunicaba directamente con el de Argelia, sino por el Norte del Guerrau.

(1) Restos de *Rudistos* en los elementos del conglomerado lute-ciense del Sur de Yebel Lenda demuestran que hubo por lo menos localmente facies arrecifal del cretáceo superior en el borde externo de la cordillera caliza.

III.—Relaciones paleográficas en el cretáceo.

Según hemos hecho observar, en el cretáceo inferior también quedó emergida la zona caliza, a excepción del asomo del Norte cerca del Yebel Musa y los del borde externo donde hemos notado indicios de transgresión al Norte de Yebel Aiden, en Bab Amaregut y en la extremidad del anticlinal de Xerafat.

Fuera de la zona caliza asoma extensamente la gran *formación margo-pizarreña oscura*. La forma de presentarse esta serie y la comparación de nuestros niveles con los estudiados en diversas regiones de la zona francesa nos ha llevado a la convicción de que esta serie, que se extiende con gran amplitud desde Bab Taza hasta Targuist y el Nekor, corresponde a la parte más baja de la serie que forma la zona periférica de nuestra cordillera y nos parece que debe corresponder al jurásico medio y superior y cretáceo inferior. Está constituido por margas muy pizarreñas muy oscuras con intercalaciones de areniscas arcillosas de grano fino y a veces con pequeños lechos calizos.

El cretáceo inferior fué reconocido por Bourcart en Draa el Azef, por Lacoste en la región de Mouley Buchta y visto por nosotros hacia Amaregut y vertiente Noreste de Cudia Achato. Se trata de un nivel margo-calizo y se presentan *Aptychus*, que es preciso referir sin duda al neocomiense.

La naturaleza de los sedimentos indica aguas de variable profundidad, con numerosos bancos de arenisca, a veces poderosos y de grano muy grueso (Tiriren).

A pesar de que no haya sido reconocido en muchos sitios el cretáceo medio, éste se halla en Yir en la cabila de Beni Aros como a unos 20 kilómetros de la sierra caliza. Está cons-

tituido este nivel por unas margas calizas con *Ammonites* aplastados correspondientes al albiense-cenomanense.

Citaremos también el hallazgo del cenomanense en Ain Henna, en la vertiente atlántica, por los ingenieros de la Comisión de Estudios Geológicos de Marruecos.

Por la existencia de estos jalones y por la continuidad de las series sedimentarias hemos de admitir la permanencia del mar alrededor de la cordillera durante el cretáceo inferior y medio. Este mar se extendía hasta la zona francesa, donde Lacoste y Marçais demostraron la presencia en gran extensión del cretáceo medio con facies de cefalópodos.

También permaneció el mar al pie de la cordillera durante el senonense. Descubierta primeramente en Tánger, ha sido después reconocido en muchas extensiones en toda la zona externa desde la costa atlántica hasta la cordillera. Está constituida por margas a veces pizarreñas, amarillentas, verdosas, grises y oscuras con *Inoceramus*, gran número de ostras y otros fósiles característicos.

Entre ellos hemos citado en la región de Morora (Tánger) y El Borch una importante fauna de bivalvas. Formas semejantes y sobre todo ostras vuelven a encontrarse hasta el pie del Yebel Sugna. Allí la carretera de Uazan corta por debajo de Aharrat unas capas con *Pycnodonta vesicularis*, Lk., y *Gomphechinus Selim*, Peron et Gauthier. Este equinido, raro en el companiense, es más abundante en el maestrichtiense.

La naturaleza de la fauna indica un mar de poca profundidad.

En las capas con macrofósiles no hay foraminíferos, pero sí en otros sedimentos que forman un nivel especial. Sirvieron estos pequeños fósiles para demostrar la gran extensión del senonense y, sobre todo, de su subtramo maestrichtiense.

Al final del senonense sigue reinando el mar en los mismos territorios. Las facies finamente detriticas, con foraminíferos

(*Rosalina Stuarti*, *Rosalina Linnei*, mut. caliciforme, etc.), indican que las aguas no son profundas, pero se extienden en la zona caliza adentro de la sierra; que hasta entonces, y durante mucho tiempo, habían estado emergidas. La existencia del maestrichtiense transgresivo en la hoja del Kelti indica que llegó el mar hasta unos 15 ó 20 kilómetros en el interior de la zona.

Pero mientras en la zona caliza el maestrichtiense es de tipo más pelágico, o por lo menos pobre en areniscas, en la zona externa abundan las formaciones areniscosas.

A pesar de las dudas que reinan sobre la edad exacta de las areniscas del Jesana, Sugna, Yebel Afraita, etc., la mayor probabilidad es que pertenecen al final del cretáceo, y sobre todo al maestrichtiense. Esto indica que el rellenamiento del surco subsidente se terminó con acumulaciones detriticas.

Estas areniscas son estériles y, por tanto, no se puede apreciar bien su origen, pero presentan un tipo casi continental. En la región de los Beni Ider, mezclados con los granos de cuarzo, aparecen diminutos fragmentos de pizarras del paleozoico, lo que indica transportes en el material que constituye esta roca.

En tiempos anteriores se atribuía casi todo el Flysch al terciario, y siguiendo las opiniones entonces corrientes, nosotros caímos en el mismo error en nuestra nota de 1930.

Pero poco a poco se averiguó el hecho de que el Flysch nummulítico de que luego hablaremos no forma sino una mínima parte de la formación del Flysch. En esta interpretación estamos muy conformes con los trabajos de Lacoste, cuya zona de estudios se enlaza con la nuestra al Sur del Jesana.

El danés y el eoceno inferior se desconocen en toda la zona española del Mediterráneo occidental. Empieza la transgresión en el luteciense. Este está constituido por un nivel

detrítico, más calizo en la cordillera, más silíceo fuera de ésta. Aparece el luteciense en el Yebel Garra, Tánger, Fondak, Tetuán, Cudia Enchaf, Amatras, Punta Pescadores, formado por brechas, conglomerados y calizas brechoides. Al-Sur de Tetuán descansan sobre este tramo margas rosáceas con lentejones de caliza con *Nummulites* y *Orthophragmina*, aun del luteciense. Forma este terreno sinclinales sobre el cretáceo y se le reconoce en la cordillera desde el Estrecho hasta Sidi Fetoh. Vuelve a aparecer al Este de la sierra en Punta Pescadores y Bokoia.

Antes de la transgresión parece que el mar no existía en donde había de nacer nuestra cordillera. Debía limitarse a territorios que ahora desconocemos, pero que, según toda probabilidad, habían de encontrarse en donde hoy también se encuentra el mar, entre Africa y Europa.

Al principio del luteciense volvió el mar simultáneamente sobre la región subbética, sobre el borde septentrional del macizo kabilo-bético-rifeño (región de Málaga) y sobre la zona calizo-dolomítica del Rif. En España vino la transgresión desde el Sur, Sureste y Suroeste. En el Rif vino desde el Noroeste y Noreste. Por este motivo admitimos que el territorio de donde vinieron las aguas se localiza entre Africa y Europa.

En todo caso no se produjo la transgresión desde la zona francesa, porque si se admite la presencia del thanetiense en la región de Taza, según Gentil (y esto no se ha comprobado aún), se sabe por los trabajos de Lacoste que la transgresión del luteciense quedó limitada a regiones muy distantes de nuestra zona caliza.

Fuera de esta cuestión del sentido de la transgresión, hemos de notar que se extendieron las aguas sobre la zona caliza y más localmente sobre la zona del Flysch. De modo que, aunque con facies muy detrítica y por consiguiente muy

diferente, la repartición del mar fué en el luteciense más o menos idéntica a la del Triás-Lias. Quedaron como isla o islas los territorios que forman ahora los montes de Ketama, Tisiren, Jesana, Sidi Sugna y parte de los Beni Aros, reduciéndose estos territorios en el eoceno superior y en el oligoceno a consecuencia de la transgresión que se produjo desde Sur hacia Norte en la zona francesa, según Lacoste, y desde Norte a Sur en la zona española.

A pesar de los indicios de transgresión proporcionados por ciertos cortes en el eoceno superior, no hubo mar profundo en nuestra zona. Si bien se presentan en la sierra caliza margas rosas con lajas cuajadas de *Nummulites* y *Orthophragmina*, es decir, de mediana profundidad (80 ó 100 metros), abundan los sitios donde, por encima de las margas rosas, aparecen areniscas pardas que se presentan en la región de Bab Taza a Alhucemas, al que debe seguir el horizonte rojo con *Nummulites* del Amatras.

El nivel importante y que caracteriza bien este terreno es el Flysch pardo con hiladas rosáceas con foraminíferos y lajas calizas con *Nummulites* y *Discocyclina*, que se extienden desde Anyera hasta Alhucemas, aunque con mucho menor desarrollo de aquel que se creía al empezar los reconocimientos.

Sigue luego el mismo tipo de sedimentación en el oligoceno, sin existir entre ambos terrenos límites litológicos, pero adquiriendo, a medida que se sube estratigráficamente, las intercalaciones areniscosas mucho más desarrollo, hasta constituir potentes hiladas, a las que se incluyó en un nivel nombrado Arenisca del Aljibe.

Las típicas areniscas del Aljibe pertenecen sin duda alguna al oligoceno superior. A la misma formación pertenecen las areniscas del Yebel Zen Zen.

Pero fuera de las areniscas indubitables de esta edad, se

presenta el mismo tipo litológico en varios horizontes, tanto del nummulítico superior como del cretáceo superior.

Indica en todo caso su mayor extensión una fase terminal de rellenamiento, reanudándose en el oligoceno el final de la sedimentación en el cretáceo superior.

También en Argelia se plantea la cuestión de distinguir varios depósitos areniscosos llamados medjaniense y numidiense. Sin hablar de sincronismo ni de Flysch, es lícito pensar en evoluciones paleográficas paralelas en el Rif y en Argelia.

D.—Consideraciones sobre el Flysch.

Se deduce de las consideraciones anteriores que la llamada zona del Flysch tiene una profundidad estratigráfica mucho más grande de la que en un principio se creía. Sin diferencias grandes de facies, alcanza seguramente al cretáceo, eoceno y oligoceno y es muy probable la existencia del jurásico, sobre todo la del superior. Su facies es margo-pizarreña en general, pero presenta desde el cretáceo superior hasta el final unas intercalaciones areniscosas que le dan un aspecto singular.

Por los descubrimientos realizados hasta el presente hay motivos fundados para considerar que en la serie cretácea de la zona periférica es bastante continua y normal. En la base del terciario la ausencia del eoceno inferior es completa. El tramo nummulítico más antiguo conocido hasta ahora es el luteciense, que suele presentar en la base brechas y conglomerados. Encima del luteciense se presenta la serie eoceno superior-oligoceno con la misma facies y con tal homogeneidad que sólo el examen de los foraminíferos puede separar dichos terrenos.

Parecen indicarse bien claras dos transgresiones, una en la parte alta del cretáceo, en el senonense superior, y otra en

la parte alta del eoceno; en ambas la transgresión fué de gran extensión y llegó a las partes internas de la cordillera. Son como olas que cada vez abarcaban mayor extensión. El eoceno atravesó completamente la sierra en varios sitios: Playa Benítez, Zen Zen, valle Río Martín, y no sabemos si incluir en éstos los de Punta Xohaumar, que se presenta en condiciones muy singulares. En el valle del Lau los depósitos eocenos avanzaron mucho, pero no llegaron a atravesar la cordillera, o por lo menos no dejaron huellas conocidas.

Destaca sobre todo en este Flysch la presencia en gran abundancia de las hiladas de arenisca. La discusión de su edad ha ocupado varias líneas de nuestra obra y creemos firmemente que se presentan en el cretáceo superior, que siguen en el eoceno y que coronan a éste, formando grandes masas. Mas insistimos que en el propio cretáceo (Tisiren, Sugna, etcétera) presentan gran desarrollo las areniscas y coronan el secundario. No puede negarse que estos horizontes detríticos no abogan mucho por la opinión sustentada por otros geólogos, de que todo el Flysch periférico es de mar profundo. Se ven frecuentemente, hasta en los niveles bajos, margas arenosas, y se observa en ellas cuarzo clástico. Hace el efecto, la sucesión de tramos margosos y areniscosos, de un mar poco profundo con movimientos de transgresión y regresión muy rápidos que hemos podido observar en otras partes (región costera catalana) y que pudiéramos llamar vibratorios. De todos modos, tanto en el cretáceo como en el eoceno, a estos movimientos vibratorios debía preceder una época en que el mar se extendía uniformemente por toda la zona periférica.

Conviene también hacer presente, que para resaltar aún más el carácter especial que dan a estas formaciones las areniscas, hay que tener en cuenta que en la formación pizarreña negra de la base también se presenta esta clase de roca y parece que desde un principio de este complejo del Rif (que se

formó probablemente desde el jurásico al oligoceno), el régimen en que se verificó el depósito de los materiales fué el mismo siempre y no muy diferentes tampoco debieron ser la índole del empuje de las fuerzas orogénicas así como la forma de recibirlas.

Por el Norte, parte de este complejo del Rif se presenta transgresivo sobre la cordillera caliza. Se puede apreciar que los lechos correspondientes al cretáceo superior, con la misma facies que en la zona periférica, llegaron a Tazaot, a Guentes, a Cudia Chantus. Lo que no se ha reconocido es el nivel verduoso inferior al que contiene los foraminíferos, de modo que queda comprobada la transgresión del cretáceo superior en una buena parte de la cordillera después de la emersión iniciada al fin del Lias.

La semejanza litológica indicada se puede hacer extensiva a la base del luteciense, porque tanto en la cordillera como en la zona externa los estratos que la forman están constituidos por brechas y conglomerados, pero no se puede decir lo mismo de los otros niveles del conjunto nummulítico transgresivo. A las formaciones esporádicas rosa de la zona externa se enfrentan en la cordillera unos horizontes de margas rosas continuos que pierden toda su facies del Flysch.

Falot y Doncieux insisten mucho en que las capas de color rosa del Flysch interno no son siempre de la misma edad, pues se hallan muy distintos niveles, y como a veces este terreno aparece a retazos, es difícil apreciar bien su papel en la paleogeografía de estas épocas.

Debemos también hacer aquí resaltar que en la región de Xauen las areniscas con restos de plantas y carbonosas indican la proximidad de tierras emergidas y por su aspecto más que continentales parece que deben su existencia a acumulaciones margo-arenosas de mar de poco fondo y próximo a estuarios.

La transgresión del Flysch cretáceo no dejó testigos muy abundantes, pero sí pone bien de manifiesto que hubo dicha transgresión senonense en alguna de las partes. La que fué muy extensa fué la del eoceno superior-oligoceno. Tal vez quedara una isla entre las zonas española y francesa.

E.—Formaciones neogenas.

El término más reciente que se halla afectado por las cobijaduras es el chattiense.

En el Dahar Afusar (al Noreste de Zoco el Arbaa), areniscas parecen pertenecer al aquitaniense, sin que sea ahora posible averiguar su edad de un modo cierto. A pesar de quedar fuera de la sierra son anteriores a los plegamientos.

Los movimientos orogénicos tuvieron lugar después del chattiense o del aquitaniense. Luego actuó al erosión abriendo paso a los cursos del Lau, del Martín, etc.

No se conocen depósitos de este período en el Noroeste del Rif español. Las primeras formaciones que se hallaron son areniscas situadas en Laucien, pegadas a la vertiente Norte del valle del Martín y otras pegadas al paleozoico del Norte del Uad Beni Salem (Oeste de Melalien). Por sus ostras, nuestros colegas españoles las refirieron al vindoboniense.

En los espolones paleozoicos del Sureste de la desembocadura del Martín quedan también pegados conglomerados con cantos rodados de nummulítico, cuya edad, aun dudosa, ha de ser del neogeno superior o plioceno.

En fin, entre el meandro del Lau en Ulad Bakal y el valle muerto de Tasza, aparecen conglomerados, margas margo-calizas y areniscas que corresponden a una invasión marina en algún antiguo curso del Lau a manera de las calas de ciertas costas españolas.

De su edad sólo sabemos que es neogeno por sus foraminíferos. Nos inclinamos a considerarla como del sahelense o del plioceno, aunque no sea posible precisarlo. Está constituida principalmente por conglomerados. Como en los cantos de éstos no se ven materiales paleozoicos que constituyen parte de los terrenos contiguos, sino gran cantidad de calizas y sobre todo de areniscas del Flysch, nos inclinamos a suponer que estos elementos detríticos tienen un origen fluvial y provienen del alto curso del Lau. Se habrá depositado este complejo en algún fjord producido por la penetración del mar neogeno en el antiguo curso del Lau.

La formación miocena del Martín aparece casi completamente horizontal, lo que indica que nuestra cordillera, después del vindoboniense o del sahelense, no debió ser conmovida. Es indudable que por el boquete del río Martín debía entrar el mar mioceno después que la cordillera fué modelada, como lo acreditan los depósitos del Laucien. La regresión del mar mioceno ha de ponerse en relación con los otros movimientos similares que en el final de dicha época se produjeron.

Parece que las formaciones del Lau son más recientes que las miocenas del Martín y del Oeste de Malalien. Sabemos que el mar volvió a invadir el valle del Martín en la época pliocena, depositando las margas azuladas del plasenciense y los materiales arenosos superpuestos, que fueron descubiertos y descritos por Gentil y cuya edad es determinada con precisión por faunas importantes.

Este hecho nos deja suponer que probablemente la cala del valle bajo del Lau es más bien del plioceno que sahelense, porque pueden indicar estos depósitos una transgresión marina similar a la de Tetuán. Hasta que se encuentren fósiles en esta "cala" del Lau quedará el problema sin resolver.

Aunque insuficientes para conclusiones generales, nos indican estos hechos que el mar mioceno no alcanzó una notable

extensión en la costa mediterránea del Rif desde Ceuta hasta Alhucemas. Existía un mar al Sureste del Rif en el vindoboniense. Entre ambos mares quedaba un macizo o una isla importante formado por toda la zona paleozoica, la cordillera caliza y la zona del Flysch.

La transgresión miocena, que tanta importancia tuvo en la zona francesa, se produjo desde el Atlántico. En la región de Melilla se produjo desde el Mediterráneo.

Al Sur del macizo Norte-rifeño lo invadió el mar en el burdigaliense, y continuó hasta el sahelense, siendo limitado por las estribaciones del Atlas medio. Tal vez no se extendió a manera de canal o estrecho, sino entre numerosas islas que formaron un verdadero archipiélago. Como ocurrió lo mismo en Andalucía, nos podemos representar el mar en este período terciario entre la meseta española y el Atlas como sembrado de numerosas islas en rosario, según las alineaciones de las crestas tectónicas, más o menos extendidas y provocando acumulaciones detríticas en sus orillas.

Sólo se retiraron las aguas después del sahelense, quedando lagos como los del Saïs, de Mequinez, de Camp Berteaux y de El Aiun en el bajo Muluya, de edad pliocena o cuaternaria.

F.—Movimientos postneogenos.

Mientras en la zona española no quedan huellas de movimientos recientes, no ocurrió así en las regiones más meridionales del Rif. Resulta interesante hacer destacar, que así como debió reinar una paz orogénica en la Cordillera del Rif después de la aurora del mioceno, a medida que se marcha hacia la zona externa se observan las huellas de movimientos más modernos, apreciándose que las unidades estructurales han sido objeto de conmociones tanto más modernas cuanto

más éstas ocupan una posición externa. Daguin comprobó que las calizas lacustres del Sais, de edad postpliocena, habían sido objeto de movimientos de cierta importancia.

Los movimientos terciarios produjeron una serie de anticlinales de índole más o menos diapírico y separados por sinclinales miocenos.

Trazando, según los trabajos de Daguin, Lacoste y Marçais, los ejes de estos anticlinales, se nota su disposición en forma de una gran virgación cuyo eje está dirigido de Norte a Sur y corresponde más o menos con el radio de curvatura mediana de los Senahdjás.

El ala Este de la virgación se presenta como forzada contra los territorios tabulares del bajo Muluya, según lo dice Marçais. Su ala Oeste, casi libre, hace suponer que se pierden los anticlinales hacia el Rharb. En el Rharb francés sólo se presentan accidentes de detalle, pero fuertemente imbricados. En la costá atlántica española las líneas tectónicas jalonadas por asomos diapíricos, tienen su prolongación en la zona francesa, pero no están los estudios lo suficientemente avanzados en esta zona para poder relacionar bien los reconocimientos efectuados a un lado y otro de la frontera. En las españolas presenta, como siempre, el triás germánico y el cretáceo, pero hasta ahora no se han reconocido rocas jurásicas.

Los asomos de triás son más desarrollados por el efecto de la plasticidad de este terreno.

Las líneas diapíricas francesas se presentan en dirección paralela a los ejes tectónicos del Rif meridional, pero en la cuenca del Lucus hacen la misma inflexión que éstas y se encorvan y toman en la zona española una dirección N.-NO.

Bien reconocido desde la cordillera hacia el mar se encuentra el importante asomo diapírico de Amegadi (Mexerah) y Beniskar cerca de la frontera francesa, donde se presenta un importante yacimiento de sal.

Sigue al Oeste el de Dxar Yedid, en donde también existe de antiguo otra mina de sal. Más al Oeste se presenta el que llega al mar junto al sitio denominado Los Cenizos, que se le reconoce bien en Jemis-el-Sharfi, y por último se presenta al Norte de Larache, en Radake, un cuarto asomo.

El asomo del Yir parece algo más interno que el de Amegadi, siendo éste prolongación de la línea diapírica que se ha citado en primer lugar en la zona francesa y que pasa al Suroeste de Yebel Outka.

En Mzora, cinco kilómetros al Noreste del Tzenin de Yamani, se ha encontrado otro nuevo afloramiento triásico que debe estar comprendido entre los anticlinales de Dxar Yedid y Amegadi.

La figura 1.^a indica las relaciones posibles de estos diversos accidentes.

Parece que este complejo del Flysch presenta hacia Ketama una culminación de ejes tectónicos coincidiendo las partes más bajas de la formación geológica con las más altas de la topografía del terreno. La formación pizarreña negra tiene gran extensión hacia esta región y hacia el Este, en Targuist, y en el Nekor se soterra bajo las formaciones del Flysch cretáceo y terciario pardo. Hacia el Oeste, cerca de Bab Taza, se soterra bajo el cretáceo superior, y caminando más al Oeste, sin desaparecer este último terreno por completo, se presentan cada vez con más frecuencia los materiales del Flysch nummulítico.

Si el corte de esta formación se hace transversalmente, se observa que hacia la costa la formación pizarreña negra se soterra bajo el cretáceo y éste bajo el Flysch terciario, que nos parece es el predominante en la costa. Hacia el Sur, por falta de reconocimientos no podemos emitir hipótesis alguna.

Esta culminación de Ketama es interesante, porque coin-

cide, en un corte transversal, con la zona costera, comprendida entre la Cordillera del Rif y el asomo calizo de los Bokoia, o sea en aquellos sitios en donde parece existe un descenso de ejes o un accidente que ha producido por lo menos exteriormente la rotura de la cordillera caliza que trajo como consecuencia que las aguas del Mediterráneo en esta parte bañaran estratos mucho más jóvenes que todo lo demás de la costa entre Ceuta y Alhucemas.

Claro es que el estudio de estas comarcas se sale del cuadro de este trabajo, especialmente dedicado al estudio de la cordillera caliza rifeña y de sus contornos, pero nos ha parecido útil situar ésta dentro del conjunto del Rif.

Y no nos parece que sea esta vista de conjunto inútil, pues, como se sabe, hubo muchas divergencias teóricas entre los geólogos franceses acerca de la tectónica Norte marroquí.

Cuando aun quedaba el Rif inexplorable, Gentil, Lugeon, Joleaud, supusieron que existían en el Prerrif unos grandes corrimientos cuyas raíces se situaban al Norte del Uarga.

Cuando Daguin logró llegar hasta este río, desechó esta interpretación, pero las disposiciones anormales del Trias entre Sebu y Uarga parecían abogar en favor de corrimientos cuyas raíces había que buscar aún más al Norte.

También Bourcart, en diversas notas y en sus mapas, admitía fenómenos extraños y corrimientos de gran envergadura, y en la otra extremidad del Rif, los señores Russo explicaron la geología de la región de Taza por corrimientos cuyas raíces las situaban en Bokoia.

P. Termier fué el primero, en 1929, que reaccionó contra una generalización tan enorme de los corrimientos, y Lacoste, en su Memoria sobre el Rif meridional, rechazó toda interpretación por corrimientos de los accidentes del Prerrif y del Rif. Quedaba por saber si en la zona española los hechos se ponen a favor de una u otra hipótesis.

Según acabamos de ver, no se pueden buscar raíces de corrimientos franceses en la zona española. Los corrimientos del paleozoico sobre la sierra caliza y los de las hojas del interior de la cordillera ponen de manifiesto que estos accidentes son relativamente locales.

En un párrafo anterior hemos medido las proporciones de estos corrimientos de la sierra caliza y estudiado su posible extensión hacia el exterior y hemos llegado a la conclusión de que quedaron circunscritos aproximadamente a sus actuales límites.

G.—Conclusiones generales.

Volviendo, pues, a las conclusiones de nuestra nota preliminar del año 30, podemos, aunque modificándolas en ciertos puntos, reproducir sus términos esenciales.

I.—La zona paleozoica es homóloga a la de Málaga. Aparece en el borde Suroeste del macizo kabilo-bético-rifeño como un elemento afectado desde el Martín hasta Punta Pescadores por un cabalgamiento hacia el exterior del arco que no pasa de los 20 ó 25 kilómetros. Estos corrimientos quedan sin relación directa con los del Bético de Málaga.

II.—La mayoría del macizo calizo-dolomítico es de formación autóctona.

El primer trozo al Norte del Martín lo es completamente, salvo el pequeño macizo del Yebel Musa, cuyos cabalgamientos se orientan hacia la zona caliza, es decir, hacia Sureste, y que son prolongación de accidentes del elemento penibético.

Entre el Martín y Punta Pescadores, si bien existen corrimientos en la cordillera, éstos no alcanzan el borde externo de la cordillera, salvo en una mitad de su longitud total.

III.—Estos corrimientos no representan más que acciden-

tes del interior del macizo por su carácter reducido y poca importancia. No pueden constituir raíces de posibles corrimientos en la zona francesa.

IV.—Según lo que publicó Blumenthal en sus Notas preliminares, parece que también los corrimientos del Bokoia tienen carácter local y no representan raíces de mantos extendidos hasta la zona francesa.

De haber corrimientos en esta última zona más o menos limitados, tienen que estar en relación con raíces más externas, como, por ejemplo, en Beni Uriaghel y alto Uarga.

V.—No hay continuidad de líneas entre los corrimientos de la cordillera caliza y los de Bokoia. Estos últimos forman una guirnalda de detalle más externa según se deduce de la continuación posible del contacto anormal Mter-Punta Pescadores.

VI.—Creemos, y sólo como hipótesis lo indicamos, que los corrimientos del Bokoia sean debidos a un accidente diapírico muy extenso, que se desarrolló en la zona subsidente. Sería comparable con los del Yebel Uaurid o bien a los de Yebel Baio descritos por Marçais. Hasta que se conozca con detalle la zona antigua de Cabo Quilates no se puede saber si pertenece el Bokoia a un elemento más interno que los de esta región o si se enlaza con ellos.

VII.—En el estado actual de nuestros conocimientos aparecerá la cordillera caliza como formando una pequeña virgación. El Bokoia forma otra virgación diferente.

Pero ambas están inscritas, en el sentido geométrico de la palabra, en otra más grande y más general que forma todo el Rif francés. El eje de propagación de esta última corresponde con el radio de curvatura de Senahdja y pasa por el punto singular de retroceso donde enlaza teóricamente las virgaciones interiores. Parece que la rama Este de la virgación general está forzada, violentada, pero se desconocen detalles o por lo

menos no fueron descritos aún por Marçais, que los está estudiando.

VIII.—A consecuencia de lo expuesto, nos parece que la zona subsidente tuvo que transmitir presiones después de haberse producido los corrimientos efecto de las virgaciones internas. Es decir, que a pesar de que los materiales en donde estas últimas actuaron como material muerto, los esfuerzos se propagaron posteriormente al oligoceno, teniendo en cuenta que las líneas directrices de la virgación principal se señalaron durante el mioceno, hasta el final de este período.

H.—Coordinaciones.

Todo intento de coordinación en materias tectónicas forzosamente ha de contener muchos puntos hipotéticos y, por consiguiente, para ordenar nuestras ideas nos vemos obligados a recurrir a la teoría. Las dificultades para que nuestro pensamiento se acerque a interpretaciones reales son muy grandes al querer desentrañar la compleja tectónica de las cordilleras andaluzas enfrentadas de modo tan interesante y misterioso con las cordilleras marroquíes. A causa de esta complejidad, de este misterio de estas cordilleras, han surgido tan gran variedad de teorías para explicar su modo de ser y su modo de actuar en la tectónica del Mediterráneo occidental.

Como creemos interesante tratar de esquematizar las conexiones entre las cordilleras béticas y las rifeñas, vamos a intentar hacerlo procurando dar a nuestras manifestaciones un carácter lo más objetivo posible.

Las conclusiones con que terminamos el capítulo anterior resumen el estado actual de nuestros conocimientos en el Rif.

Pero en las regiones béticas, por ser éstas de mayor extensión y por haberse preocupado de ellas geólogos de dife-

rentes doctrinas, se está muy lejos de poder llegar a conclusiones que satisfagan a todos.

Para varios autores, y especialmente españoles, esta región no ofrece grandes corrimientos. Toda ella, con su paleozoico más o menos metamórfico de Málaga, se considera como autóctona y forma un pilar. La región dolomítica de la Sierra Tejada, Sierra de Gredos, Sierra Achanilla, etc., representa la serie triásica que descansa a la vez sobre este paleozoico y sobre las pizarras antiguas de Sierra Nevada.

Los asomos con cretáceo y nummulítico que aparecen al Norte de Sierra Nevada, las escamas de la Sierra Arana y de Cogollos Vega, los consideran no más que como detalles locales de un sistema tectónico empujado desde Norte hacia Sur. En resumen, toda la zona que se alarga desde la provincia de Cádiz hasta el Cabo de la Nao con serie secundaria completa y con facies mediterránea es autóctona y sus accidentes y contactos anormales sólo resultan de pliegues y de fallas cuyas líneas directrices más alargadas tienen dirección de Suroeste a Noreste.

Al revés, para los holandeses, los suizos y varios franceses es preciso dividir las cordilleras en elementos corridos empujados desde Sureste hacia Noreste. Pero si coinciden estos autores en un principio, varían mucho en el detalle de las interpretaciones.

Los holandeses atribuyen a los corrimientos gran importancia, y aún más Staub, mientras Blumenthal y uno de nosotros, después de haberlos supuesto muy extensos, redujeron en sus últimos trabajos la proporción de las traslaciones horizontales. En regla general, los corrimientos no aparecen tan claramente a la vista en las cordilleras béticas como en la rifeña. Más que los contactos anormales frontales, fueron las intersecciones transversales lo que movió a los tectónicos a admitir que en las zonas béticas tuvieron lugar traslaciones ho-

izontales de importancia. Pero aun esta clase de indicios que tanta significación tiene en los Alpes, no se presentan con claridad en España, pues fuera del abombamiento de Sierra Nevada, no hay inclinaciones axiales que sirvan para demostrar de modo absoluto la realidad del fenómeno.

No seguiremos a Staub en sus síntesis, porque a pesar del admirable ingenio tectónico de nuestro colega, creemos que los hechos no permiten aún tales interpretaciones.

En cuanto a los demás geólogos extranjeros que admiten los corrimientos, parece que coinciden en principio en algunos puntos:

1.º El paleozoico interno desde Serranía de Ronda hasta Sierra Tejada, lo consideran como corrido; empezando los corrimientos muy reducidos al Oeste y alcanzando mayor amplitud sobre la transversal de Málaga y de Sierra Arana.

Para todos estos autores el paleozoico de la zona de Málaga cabalga la zona del Trias dolomítico (Alpujarrides) y Sierra Nevada. El Trias reaparece en Sierra de las Nieves y las montañas al Sur de Ronda (Rondaides de Blumenthal).

De modo más teórico se atribuye a la prolongación de dicha zona elementos de la misma índole estratigráfica situados mucho más al Oeste hasta la región de Murcia.

2.º Los Alpujarrides para los holandeses constan de tres mantos tectónicos, producidos ya antes del corrimiento de Málaga. Para Blumenthal el número de los mantos es más reducido, pero el principio queda admitido. Blumenthal y uno de nosotros les atribuyen una edad terciaria, sin duda paleocena.

La parte frontal de estos corrimientos se halla sobre la serie de Sierra de las Nieves y más al Oeste, al pie Sur de Sierra Arana, es decir, que los mantos, o el manto, con un desplazamiento de unos 35 kilómetros, recubrió el paleozoico metamórfico de Sierra Nevada. Aparece este último en ventana

tectónica a manera de los Tauern por debajo del complejo corrido de los Alpujarrides.

3.º Este paleozoico metamórfico de Sierra Nevada lo consideran los holandeses y Staub como el caparazón de otro complejo corrido, homólogo al de los mantos peninos de los Alpes, mientras Blumenthal y FalLOT admiten que es autóctono o paraúctono.

4.º En fin, al Norte de estos elementos corridos, todos, excepto Staub, están de acuerdo en considerar como autóctono o paraúctono el complejo subbético, donde sólo aparecen en su periferia cobijaduras marginales de 10-15 kilómetros de amplitud.

En tiempos anteriores, Blumenthal admitía que ciertos elementos secundarios pertenecían al frente Bético de Málaga, es decir, al frente del elemento corrido más elevado y de raíces más meridionales y llamaba a la región que los comprendía penibética (1) para precisar etimológicamente la procedencia lejana de sus materiales.

En sus últimos trabajos no juegan ya este importante papel, sino que los elementos secundarios corridos quedan reducidos a masas acuñadas entre el frente del paleozoico de Málaga y la serie subbética, es decir, al llamado penibético interno. Los llamados penibético medio y externo no son por su naturaleza y posición más que elementos internos del complejo subbético.

Ahora bien: hemos manifestado anteriormente que el paleozoico rifeño es muy parecido al de Málaga; que hay muchas analogías entre la serie dolomítica de las Alpujarridas y la serie calizo-dolomítica de la cordillera rifeña; en fin, que

(1) Este sentido de la palabra penibético resulta por completo diferente del que se da en España.

el macizo empujado hacia el Sureste del Yebel Musa es, como el mogote de Zahara, homólogo al Peñón de Gibraltar.

Es preciso examinar si se enlazan realmente a través del Estrecho estas unidades, o bien si se trata sólo de semejanzas observadas por igualdad en el proceso estratigráfico.

El autóctono paleozoico rifeño alcanza el Estrecho al Oeste de Ceuta; en cambio, el paleozoico de Málaga no empieza antes del Este de Casares. Queda una extensión considerable de Flysch plegado y atormentado entre las dos manchas antiguas. La andaluza empieza por un arco cuya convexidad es al Oeste y cuya extremidad llega al mar cerca de Estepona. En estas regiones occidentales de la zona de Málaga coinciden Blumenthal y otros geólogos en considerar que no ofrece corrimientos, de modo que el paleozoico del Rif y esta extremidad del de Málaga son autóctonos.

Sólo hacia el Este aparecen diferencias de interpretaciones, pues allí, mientras los geólogos españoles lo consideran todo como autóctono, Blumenthal y uno de nosotros hemos admitido que aparecen cabalgamientos del paleozoico sobre el secundario del antepaís, alcanzando el movimiento más de 30 kilómetros en la región de Málaga y aun más en Sierra Nevada, donde alcanza la terminación frontal del manto de Málaga el pie meridional de Sierra Arana, produciendo este encapuchamiento el que parezca vertido al Sur dicho macizo.

En cuanto a las relaciones de las unidades africanas con los españoles, resulta, pues, que ambas escuelas consideran los asomos paleozoicos de un lado y otro del Estrecho como perteneciendo a un mismo elemento: pilar Rif-malagueño o terminación Oeste del rodete liminar africano (escudo satélite).

Si bien ambos paleozoicos forman el mismo pilar, no presentan continuidad visible. Y el arco de las regiones Casares-Gaucín no enlaza con el borde del paleozoico africano.

En cuanto a las series dolomíticas de las cordilleras rifeñas

y de los Alpujarrides, hay más diferencias entre las dos escuelas tectónicas. En Africa no cabe duda de que desde Tetuán hasta Punta Pescadores el paleozoico las cabalga. Desde Tetuán hasta el Estrecho vuelven las relaciones entre ambas zonas a ser normales. Pero en España—si admitimos las teorías de los tectónicos extranjeros—, desde las Rondaides hasta el final de las Alpujarrides vuelve el paleozoico a cabalgar las series dolomíticas cualquiera que sea su estructura de detalle. Es decir, que en dos bordes del escudo o rodete paleozoico estos terrenos antiguos fueron empujados hacia el exterior.

En caso de no admitir los corrimientos del paleozoico de Málaga, resultan más diferencias entre las dos escuelas, pues sólo en Africa habría mantos corridos, hacia el Suroeste o Sur en la Cordillera y en Bokoia.

Pero aun admitiendo la teoría de Blumenthal, no hay continuidad lineal entre los mantos africanos y los de España. Según hemos indicado, estos últimos aparecen en la curva de Estepona-Casares-Gaucín, de modo que las unidades tectónicas dolomíticas no cruzan el Estrecho, sino que desaparecen a la altura de esta curva. Puede ser que existan formaciones con términos dolomíticos por debajo del Flysch gaditano, ya que también los hay entre Tetuán y Punta Benzú, pero con una enorme reducción de las dolomias y acompañado tal vez de un Triás incompleto, es decir, sin las características que en la Cordillera del Rif y en las Alpujarrides tanta importancia estratigráfica tienen.

Así podemos concluir, que tanto para las sierras dolomíticas como para el paleozoico no hay continuidad lineal desde Africa hasta Andalucía. Aun quitando con la imaginación el Flysch que tantas cosas cubre y enmascara, se hace preciso poner la terminación de los elementos españoles en Estepona-Casares-Gaucín y los africanos en Tetuán y Punta Benzú.

No será posible dibujar líneas continuas uniendo unos a otros. No hay arco de Gibraltar, sino una interrupción tanto estratigráfica como tectónica.

Esta observación se puede hacer también extensiva para las zonas más externas.

Para los que niegan los corrimientos, pertenece el macizo del Yebel Musa a las sierras rifeñas. Aun para quien admite las vistas de Blumenthal, no hay penibético interno en Anzera, pues éste, acuciado en el frente del Bético de Málaga, termina a la altura de Gaucín y Casares.

El Yebel Musa y el Peñón de Gibraltar son elementos del parautóctono, exterior a todo lo demás, y representan los últimos jalones occidentales del margen interno del subbético. Pues si bien no hay arco de Gibraltar cruzando el Estrecho para enlazar los elementos tectónicos andaluces y rifeños, se aprecia que el subbético, aunque dibujando una ligera curva, sigue hacia el Noroeste y corta por la parte occidental el Estrecho.

Si en España empieza el subbético inmediatamente al exterior de las cordilleras béticas, siendo sólo separado de ellas por la discontinua cuña del penibético (en el sentido de Blumenthal), en el Rif una extensa zona llamada del Flysch rodea la cordillera caliza. Mas ahora bien, este Flysch no está constituido tan sólo por el terciario.

La serie estratigráfica abarcando el jurásico y el terciario mide de 2.000 a más de 3.000 metros de potencia. Se caracteriza por una sedimentación margoso-pizarrosa con intercalaciones cuarcitasas y areniscosas muy desarrolladas en los tramos elevados. Solamente a estos últimos—senonense y nummulítico transgresivo—son a los que se les puede llamar Flysch.

En cuanto a sus términos profundos, no se conoce esta serie en España. Pero sí al senonense, que se extiende, así como también el nummulítico, hasta el Campo de Gibraltar,

alcanzando hasta el borde del Bético de Málaga en la zona de Colmenar.

Esto nos demuestra que antes de que las zonas tectónicas tomaran su individualidad, hubo durante el cretáceo superior un enlace del surco subsidente argelino-rifeño con las regiones por donde pasaba el llamado geosinclinal subbético. Pero este enlace no tuvo lugar durante todo el secundario. Aparece en el cretáceo superior y sirve de argumento estratigráfico para admitir la individualidad, en este momento de la historia geológica, de un macizo o pilar bético-rifeño, que el mar contorneaba por el Oeste.

No hay más relaciones entre el Rif y Andalucía. Las zonas tectónicas del Rif francés dibujan un arco importante abierto al Norte, pero cuya rama occidental, muy atenuada, se pierde en el Gharb y si pasa hacia el Noroeste, se termina en el actual Atlántico. Ni su estilo ni sus elementos estratigráficos se encuentran en el subbético, que es genuinamente europeo.

A pesar de la diferencia de interpretaciones tectónicas, llegamos, pues, a una conclusión que se parece hasta cierto punto a las de Staub y a las de ciertos autores españoles.

Staub separa las cordilleras béticas (sentido lato) de las rifeñas, admitiendo que las primeras son la continuación de los Alpes y las otras el equivalente de las Dinarides, negando toda continuidad entre unas y otras a través del Estrecho.

Nosotros unimos los macizos paleozoicos bético y rifeño, y también las Kabylias. En las sierras con o sin corrimientos que los bordean al Norte en España o al Suroeste en África no vemos más que elementos empujados al Norte y al Sur o Suroeste de este macizo o pilar geológico que desempeña un papel de "zwischengebirge".

Pero en su extremidad occidental se anulan los corri-

mientos. Estos no pasan del Rif en España. En esto coincidimos con Staub.

En cuanto a la edad de los paroxismos, parece ser la misma en ambas partes. En los Alpujarrides hemos admitido que los mantos pueden ser paleocenos, a pesar de la teoría de los holandeses, que los consideran como antiliásicos. Pero también pueden ser postlutecienses. En todo caso, los corrimientos del manto de Málaga son postoligocenos y anteburdigalienses.

Esta es la edad de las dislocaciones de la Cordillera del Rif y de Bokoia, según toda probabilidad.

En España, después de estos paroxismos continuaron los movimientos tectónicos hasta después del burdigaliense. Los cabalgamientos marginales desde Cazorla hasta Caravaca y más al Este hasta Mallorca son postburdigalienses y antevindobonienses. Pero estos movimientos sólo conmovieron la zona externa del subbético.

En las mismas edades se produjeron movimientos violentos en el Rif francés, es decir, en regiones más externas que el Rif español, movimientos que ocasionaron después del burdigaliense, hasta cabalgamientos en la zona marginal. Pero mientras que en España las fuerzas orogénicas no ocasionaron después del tortoniense-pontiense más que abombamientos de gran radio de curvatura (Sierra Nevada, Sierra de las Estancias, etc.), en Marruecos siguieron los plegamientos hasta después del sahelense, de modo que alcanzando las conmociones la máxima intensidad en la misma época en el Rif y en España, duran sus últimas manifestaciones más en Marruecos que en España.

El enlace con Argelia lo hemos de dejar para otro trabajo, pues se están modificando hondamente las ideas sobre la tectónica de estas regiones.

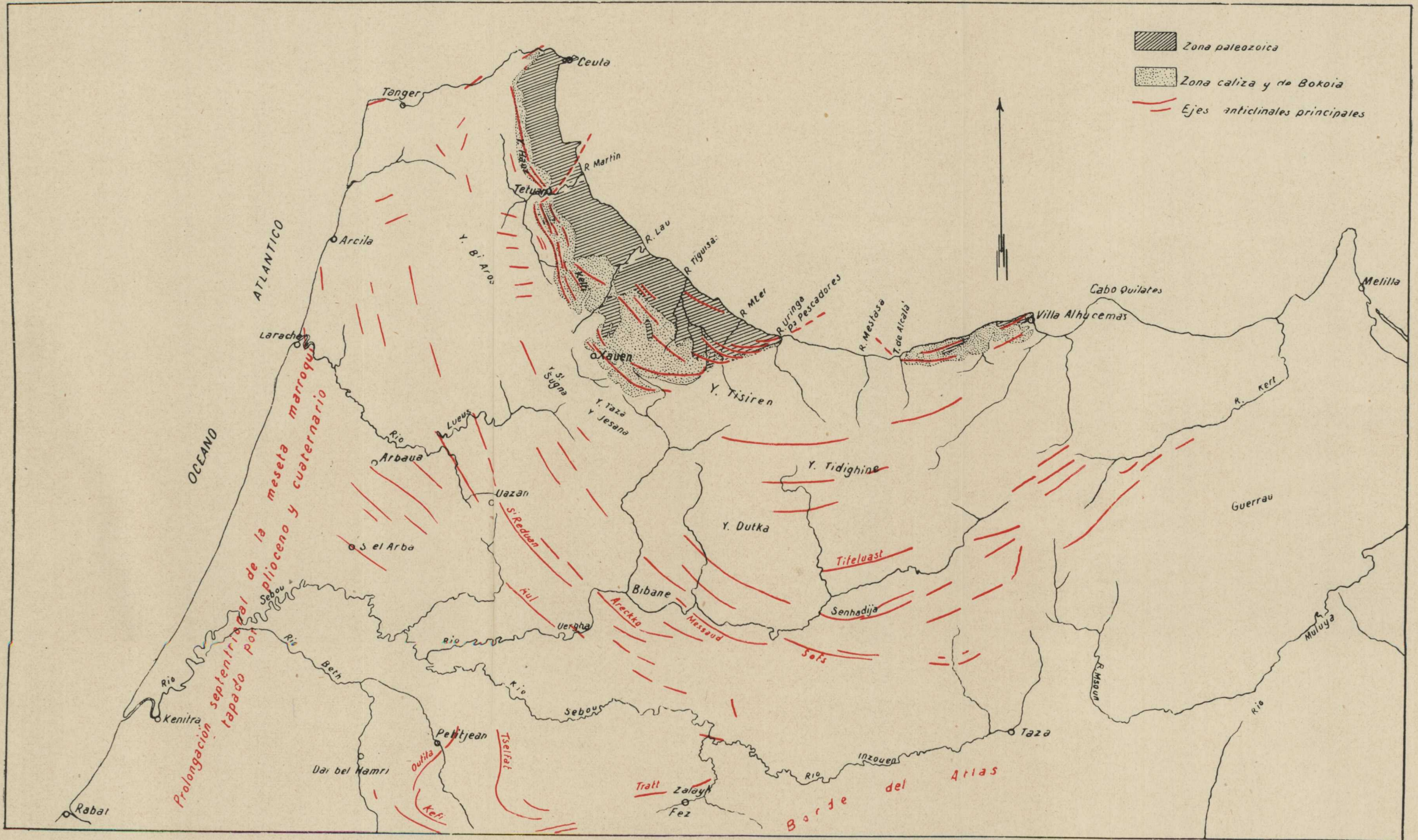
Don Juan Marçais acaba de escribir una Memoria sobre el Rif oriental francés. Gautier ha descubierto en el Filhau-

cen, entre los ríos Kiss y Tafra, corrimientos postburdigalienes muy parecidos a los de España, que acaso sean continuación, si no por su alineación, por lo menos por su sentido y enlace, aproximadamente, de los del Rif español. En fin; en las provincias de Orán y Argel, últimos descubrimientos acaban de establecer la edad oligocena de los pisos medjaniense y numidiense, que culminan el complejo nummulítico. Siendo estos terrenos acuñados en los senos de los pliegues, se deduce que después de un paroxismo posiblemente paleoceno hubo en la zona costera argelina otro mayor postoligoceno, es decir, alpino y no pirenaico, como antes se admitía.

Así vuelve a aparecer una rigurosa continuidad desde la cordillera caliza del Rif español hasta las Kabylas y sin duda hasta Túnez.

Pero como los trabajos están acaso en curso, no nos atrevemos más que a evocar la probable armonía tectónica que reina en ambas orillas del Mare Nostrum.

DISPOSICIÓN DE LOS ACCIDENTES DE LA CORDILLERA DORSAL CALIZA Y DE BOKOIA, CON RELACIÓN A LOS ELEMENTOS DE LA VIRGACIÓN RIFEÑA



NOTA. — Se han dejado en blanco todos los detalles de los contactos de la virgación rifeña al Noroeste de Taza, por ser objeto de trabajos inéditos de J. Marçais.



ÍNDICE

TOMO I

	PÁGINAS
PRÓLOGO	5
Nombres geográficos.....	9
Nombres geológicos.....	11
Voces geográficas indígenas.....	19
BIBLIOGRAFÍA	23

CAPITULO I

HISTORIA

A.—Primeros reconocimientos geológicos.....	39
B.—El comienzo del estudio detallado del Rif.....	42
C.—El problema tectónico del Mediterráneo occidental.....	46
D.—Nuestros propósitos.....	54

CAPITULO II

OROGRAFIA DE LA CORDILLERA

A.—Introducción	59
B.—Rasgos generales.....	61
C.—La cordillera entre Ceuta y Tetuán.....	64
D.—Río Martín.....	66
E.—De Tetuán al macizo del Kelti.....	68
F.—Macizo del Kelti.....	71
G.—Valle del Lau.....	75
H.—Macizo de Tazaot.....	78
I.—Macizo de Xauen.....	84
J.—Macizo de Tidufal.....	87
K.—Macizo Lexchab-Buhalla.....	89
L.—Zona comprendida entre los ríos Cadnar (Bu Zlef) y Buhia.....	94
M.—Zona entre los ríos Buhia y Jemis.....	99
N.—Zona entre el río Jemis y Punta Pescadores.....	101

CAPITULO III

ROCAS CRISTALINAS Y SERIE ESTRATIGRAFICA

	PÁGINAS
I.—Terrenos antiguos.	
A.—Paleozoico en general.....	109
B.—Grauvacas con plantas.....	115
C.—Rocas hipogénicas.....	117
II.—Secundario.	
A.—Permotrias o werfeniense.....	123
B.—Trias medio o superior.	
1.—Consideraciones generales.....	124
2.—Perfiles en la parte central de la cordillera.....	125
3.—Superposiciones	128
4.—Ensayo de coordinación.....	130
5.—Zona oriental de la cordillera.....	131
6.—Resumen	131
C.—Jurásico	133
1.—Infralías.	
a).—Rhetiense	134
b).—Capas con "Rhynchonellina".....	136
c).—Hettangiense con "Ammonites".....	139
2.—Lías inferior.....	141
3.—Lías medio.....	143
4.—Lías superior.—Bajociense.....	144
5.—Jurásico medio y superior.....	147
D.—Cretáceo	147
1.—Cretáceo inferior en la zona del Flysch.....	148
2.—Cretáceo inferior de la zona caliza.....	150
3.—Cretáceo superior de la zona periférica.....	151
a).—Cretáceo de la región de Tánger.....	152
b).—Serie de margas verdosas de la base del Flysch	156
c).—Prolongación hacia el Este.....	157
4.—El maestrichtiense con foraminíferos.....	158
5.—Cretáceo superior en el interior de la sierra caliza	160
III.—Terciario.	
A.—Nummulítico	161
1.—Luteciense	162
2.—Eoceno superior.—Oligoceno.....	163
B.—Neogeno	165
IV.—Cuaternario	166
V.—Resumen	166

CAPITULO IV

MACIZO DEL KELTI

	PÁGINAS
Introducción	169
A.—Examen del macizo del Kelti en su conjunto.....	173
B.—La zona paleozoica del Norte del río Haramé.....	175
C.—El macizo de Cudia Dosor.....	180
1.—Vertiente Norte.....	181
2.—Retazo de Xalurad.....	182
3.—Retazo de Guentes.....	184
4.—Vertiente Sureste de Cudia Dosor.....	188
D.—La región de Halaba-Ifahsa.....	193
1.—La Loma de Tisrecht.—Loma de Sidi el Gaiachi... ..	194
2.—Extensión de la serie al Sur.....	196
3.—Coordinación de los datos anteriores.....	200
E.—El Kelti.	
1.—Vista de conjunto.....	201
2.—Los contactos de la base.....	202
3.—Hoja intercalada o accidente de la Cudia Dakal... ..	205
F.—El macizo montañoso comprendido entre el Kelti y la Loma de Darisman.	
1.—Borde oriental.....	207
2.—Alrededores de Cudia Arumas.....	210
3.—El macizo de Cudia Sadarda.....	213
G.—El macizo de Izmamen.....	218
1.—Borde oriental.....	218
2.—Izmamen	221
3.—Relación de estas diversas unidades.....	224
4.—Interpretación de la serie de Izmamen. Sus relaciones con el macizo del Kelti.....	225
H.—La zona del Flysch en el transversal del macizo de Izmamen	227
I.—Resumen.	
1.—Consideraciones generales.....	230
2.—Sur del Kelti.....	232
a).—Regiones frontales.....	232
b).—La hoja de Sidi el Gaiachi.....	235
c).—Los territorios radicales.....	238
d).—Partes altas del macizo.....	239
3.—Conclusión	241

CAPITULO V

EL HUNDIMIENTO DE LA SERIE DE KELTI HACIA EL NORTE.
EXTENSION DE LA SERIE EL BABAT.— ESTRECHAMIENTO DE
LA CORDILLERA DE YEBEL BOBENA A AGLA

	PÁGINAS
A.—Examen de conjunto.....	245
B.—Soterramiento de las series calizas bajo el paleozoico de Cudia Sidi Bu Megis.....	247
C.—Extensión transversal de las series.....	252
D.—La serie El Babat.....	254
1.—Parte Sur de Cudia El Babat.....	254
2.—Parte Norte de Cudia El Babat.....	256
E.—La cordillera entre Yebel Izamam y la serie de El Babat...	258
F.—El frente occidental de la serie El Babat.	
1.—De Bettara a Uadien.....	261
2.—Del río Uadien a Auniser.....	265
3.—La zona exterior.....	265
G.—La cordillera caliza al Norte de Bab Tillight.....	268
1.—El transversal del Yebel Bobena.....	269
2.—De Bab Tizzi al Norte de Lenda.....	274
H.—El borde interno de la cordillera al Norte de Ihay Hatén.	
Continuidad aparente de las series.....	279
1.—El valle alto del Bakarit.....	280
2.—Base de Loma Tarasun.....	281
3.—La base de la vertiente hasta el río Bakarit.....	285
4.—Cudia Addar.....	288
I.—El exterior de la cordillera desde Auniser a Taranés.....	297
J.—Resumen e interpretaciones.....	301

CAPITULO VI

LA CORDILLERA CALIZA DE Hafa EN NATOR A TETUAN

A.—La región de Dar Jannus.....	310
B.—Bu Zeitun.....	315
C.—Los macizos de Hafa en Nator y Mensora.....	317
D.—Dar Jarjor.....	322
E.—La Sierra de Hafa Farkennix y Sidi Kemin.....	325
F.—Contacto de la serie caliza con el paleozoico desde Aqla hasta Yarguit.....	327
G.—De Cudia en Nich a Beni Salah.....	330
H.—El Borchá y el Gorgués.....	334
I.—Sierra de Hafa el Tuab.....	337
J.—La Sierra de Hafa el Ma.....	341

PÁGINAS

K.—Flysch	343
L.—Examen de conjunto.....	344
M.—¿Por dónde se prolongan los cabalgamientos?.....	349
N.—Los contactos, en la zona externa, de la cordillera caliza y de la formación Flysch.....	350

CAPITULO VII

EL YEBEL AIDEN Y EL MACIZO PALEOZOICO DEL TALAMBOT

A.—Consideraciones generales.....	355
B.—Contacto del macizo al Norte.....	356
C.—Contactos en la parte oriental.....	363
D.—Alrededores de Talambot.....	370
E.—Yebel Adgoz y sus montes contiguos.....	374
F.—El contacto occidental del macizo paleozoico.....	376
G.—Yebel Tanant y Yebel Timokra.....	378
H.—Macizo de Aiden.....	383
1.—La loma de Ilaguimen.....	384
2.—Paquete del Suroeste de Taguesut y su prolongación al Sureste.....	385
3.—Parte Norte del macizo calizo de Aguedan.....	387
4.—Borde occidental del macizo.....	389
5.—Parte oriental del Yebel Aiden.....	391
6.—Resumen	392
I.—Ojeada de conjunto sobre el macizo de Talambot y zona contigua	394
J.—Discusión	396

FIN DEL TOMO I

T O M O II

CAPITULO VIII

EL MACIZO DE XAUEN

	PÁGINAS
A.—Examen de conjunto.....	401
B.—El frente Suroeste del macizo.....	402
C.—La serie sedimentaria que constituye el macizo de Xauen...	406
D.—El Kalaa.....	408
E.—Vertiente oriental del macizo de Xauen.....	412
F.—Zona Norte del macizo de Xauen.....	417
G.—La Sierra de Taslama y sus relaciones con la de Aiden.....	419
H.—Yebel Amesif.....	421
I.—El autóctono de la parte oriental de la base del macizo de Xauen	425
J.—Resumen	426

CAPITULO IX

EL MACIZO DE TAZAOT

A.—Consideraciones generales.....	431
B.—La ladera Suroeste del Tazaot.....	432
C.—Agan y el borde septentrional del macizo de Tazaot.....	435
D.—Caparazón autóctono de Agan y Tazaot.....	438
1.—Zona del barranco Taguersill.....	439
2.—Zona del barranco de Agan.....	440
E.—Borde oriental del macizo.....	442
1.—Cudia Timlitan.....	443
2.—Accidentes internos.....	445
3.—Escama de Taza-Usaid.....	446
4.—Escama de El Baio.....	446
5.—Terminación Sureste de la escama.....	451
6.—Resumen y observaciones sobre el paleozoico.....	453
7.—Los contactos hasta el Oeste de Beni Mhamed.....	457
F.—Los testigos de las cumbres.....	458
1.—Bordes Norte y Oeste del Tazaot.....	458
2.—Parte central del testigo de Tazaot.....	461
3.—Borde Noreste y Este del testigo.....	463
4.—Borde Norte y macizo de cota 1.240 metros.....	467

PÁGINAS

5.—El substratum en Beni Uad Dar y Kobba de Abbad...	469
6.—Macizo de cota 1.825 metros.....	474
7.—Resumen	477
G.—La ladera entre Tazaot y Agla.....	478
1.—Loma Hammin.....	478
2.—Monte Tigrimuras.....	479
3.—Cudia Aglogoma.....	482
H.—El Valle de Agla hasta Sidi Yel.....	485
I.—Conclusiones	487

CAPITULO X

MACIZO DE YEBEL TIDUFAL

A.—Examen de conjunto.....	491
B.—Ladera Este del macizo de Abarnun.....	492
C.—Monte Tidufal.....	496
D.—Ladera occidental del Tidufal.....	498
E.—Territorio de Bunnar.....	501
F.—El accidente de Cudia Aserman.....	505
G.—Los accidentes de Beni Mhamed.....	513
H.—Cudia Amezlu y Hauta del Kasdir.....	517
I.—Relación con la región de Adeldal.....	520
J.—Resumen	527

CAPITULO XI

LA SERIE AUTOCTONA COMPRENDIDA ENTRE BAB TIZI MANDU Y EL HAD DE BENI DERKUL

A.—Ojeada general.....	531
B.—Cercanías de Bab Tizi Mandu.....	532
C.—Borde externo de la zona caliza.....	535
D.—El borde de la cordillera caliza de Bab Amaregut al Had de Beni Derkul.....	544
E.—El borde Norte de la sierra de Lexchab y Cudia Talamsque.....	550
F.—La vertiente Noreste del valle del Amatras.....	553
G.—El Meguesia.....	556
H.—Discusión y conclusiones.....	558
I.—Interpretaciones	561
1.—Asertos comprobados.....	561
2.—Puntos dudosos.....	565

CAPITULO XII

LA CORDILLERA CALIZA ENTRE LOS RIOS ZLEF Y BUHIA

	PÁGINAS
A.—Examen de conjunto.....	573
B.—Macizo de Cudia Enchaf.....	574
C.—La cresta de Yebel Agbrod.....	585
D.—La depresión del Adeldal y Dahar Chudar.....	589
E.—Conclusiones a las anteriores partes de este Capítulo.....	594
F.—El borde externo de la sierra de Sidi Fetoh al cañón del río Buhia.....	594
G.—Parte alta del Valle.....	600
H.—La masa corrida.....	601
I.—Región de Budkek.....	608
J.—Resumen	611

CAPITULO XIII

LA CORDILLERA DESDE EL RIO BUHIA A PUNTA PESCADORES

A.—Examen de conjunto.....	617
B.—La región de Utlega.....	620
C.—Zona al Sur de Utlega.....	623
D.—La región de Beni Bexar.....	626
E.—El valle del Jemis.....	628
F.—Valle de Mter.....	634
1.—Frente de la hoja y Cudia Tazaroz.....	636
2.—El cordal del Tisquenatan.....	639
3.—Cudia Takurt.....	640
4.—Relaciones estructurales.....	642
G.—Los macizos de Taguesuan y del Nanoh.....	643
1.—El Taguesuan.....	644
2.—El Nanoh.....	647
H.—Hafa Sixan y Yebel Ihannachen.....	651
I.—Punta Pescadores.....	658
J.—La serreta de Hafa de Tamset.....	661
K.—La zona del paleozoico interno al Oeste de Puerto Capaz...	664
L.—Relaciones entre unas y otras zonas estudiadas.....	666

CAPITULO XIV

LA ZONA DEL FLYSCH

	PÁGINAS
A.—Las relaciones de la cordillera caliza con la zona del Flysch.	675
B.—Extensión del Flysch cretáceo en la periferia de la cordillera caliza y los sinclinales del nummulítico.....	678
1.—Región de los Anyeras.....	679
2.—Región al Norte del río Beni Ider.....	681
3.—Valle del Hayera.....	682
4.—Yebel Kerikera y la sierra de Kelaa de Beni Raten...	685
5.—La zona del Flysch en los alrededores del Zoco el Arbaa	687
6.—Los derrubios de Hamara.....	689
7.—La vertiente occidental del valle del Haba hasta Cudia Taфраifa	690
C.—La cuenca del Lau de Dar Acoba a Bab Taza.....	691
D.—La sierra areniscosa del Sidi Sugna y sus anejos.....	693
E.—Sierra del Jesana.....	696
F.—Particularidades morfológicas.....	697
G.—Borde de la cordillera caliza entre Bab Taza y Yebel Tisiren.	699
H.—Breves reconocimientos de las montañas al Este del Tisiren.	701
1.—Valle alto del Mter.....	701
2.—Zona al Este de Bab Berret.....	703
I.—Conclusiones	708

CAPITULO XV

A.—Síntesis estratigráfica.....	717
I.—Primario y rocas cristalinas.....	717
a).—Sus materiales y forma de proceder en las conmociones alpinas.....	717
II.—Orogenia antigua.....	724
III.—Permotrias. Werfeniense.....	731
IV.—Serie dolomítica-caliza de la Cordillera.....	734
V.—Materiales transgresivos.....	738
B.—Resumen y discusión relativos a lo tectónico.....	739
I.—Reflexiones sobre varios puntos dudosos.....	741
a).—Contactos de la zona paleozoica con la caliza.	741
b).—Cómo se hace la transición de estilos tectónicos en los extremos Norte y Este.....	743
c).—Los elementos tectónicos propios de la sierra caliza	744
d).—Significación de las dolomias intercaladas entre el autóctono y el paleozoico del Tazaot.	746

	PÁGINAS
e).—Elementos tectónicos del Norte del Lau y sus relaciones con los del Sur.....	747
f).—Elementos del Norte del Kelti.....	750
g).—Parte autóctona de la cordillera caliza.....	752
II.—Relaciones de posición y magnitud entre las masas corridas y las autóctonas.....	753
a).—Medidas de la amplitud de los corrimientos en la zona caliza.....	753
b).—Relaciones de la cordillera caliza con la zona del Flysch.....	755
c).—Proporciones del movimiento tangencial.....	757
III.—Mecanismo de los movimientos tectónicos.....	760
IV.—Conclusiones tectónicas generales.....	764
C.—Conclusiones paleogeográficas.....	766
I.—"Statu quo" antetectónico.....	766
a).—Variación de potencia del secundario.....	766
II.—Relaciones paleogeográficas del Trias y del Lias...	769
III.—Relaciones paleogeográficas en el cretáceo.....	773
D.—Consideraciones sobre el Flysch.....	778
E.—Formaciones neógenas.....	781
F.—Movimientos postneógenos.....	783
G.—Conclusiones generales.....	787
H.—Coordinaciones	789

ÍNDICE DE FIGURAS EN EL TEXTO

T O M O I

PROLOGO

	PÁGINAS
Esquema sobre hojas de arrastre.....	7

CAPITULO I

Esquemas de las líneas directrices alpinas en el Mediterráneo occidental	47
--	----

CAPITULO III

Figura 1.—Dunita (Cudia Karbost).....	119
— 2.—Lerzolitita (Taamaill).....	119
— 3.—Lerzolitita (Taamaill).....	120
— 4.—Webstenita (NO. de Tarrast).....	120
Cuadro con la repartición del Flysch en la parte Occidental del Rif Español.....	162

CAPITULO IV

Figura 1.—Corte de la margen izquierda del Haramé, frente a Hamada	178
— 2.—Corte según el Haramé frente a Melilla.....	179
— 3.—Corte en dirección NE. a través de Cudia Danyal.	183
— 4.—Corte al Sureste del retazo de Guentes.....	184
— 5.—Corte del Flysch al N. NE. de Guentes.....	185
— 6.—Corte del asomo de Guentes.....	186
— 7.—Croquis del espigón Sur de Abxtal.....	187
— 8.—Corte de la parte alta del barranco de Halaba.....	195
— 9.—Corte de la vertiente SO. del espigón de Islane...	199
— 10.—Corte de una de las colinas al pie NE. del Dahar Darisman	208
— 11.—Corte de la Cudia Kechus-Arauhan.....	209

	PÁGINAS
Figura 12.—Corte de la Cudia Chantus y Cudia Daglis.....	211
— 13.—Corte por Cudia Arumas.....	212
— 14.—Perfil transversal de Cudia Sadarda.....	214
— 15.—Accidente del manantial del Kelti.....	215
— 16.—Cortes de Cudia Sadarda.....	216
— 17.—Corte de Dahar de Darisman.....	223
— 18.—Cortes en la vertiente Nordeste de Iznamen.....	226

CAPITULO V

Figura 1.—Panorama de la Sierra de Sidi Bu Megis.....	248
— 2.—Corte al O. de Bab Tillight.....	254
— 3.—Corte del macizo de cota 1.480 m.....	258
— 4.—Detalle de los montes de Bettara.....	259
— 5.—Contacto de la serie El Babat con el Flysch hacia Azemur	264
— 6.—Asomo de Ixaktiren.....	267
— 7.—Ladera E. del Bobena.....	269
— 8.—Falda del Bobena.....	270
— 9.—Falda occidental del Bobena.....	272
— 10.—El Yebel Lenda visto desde el Norte.....	275
— 11.—Perfiles transversales de la Sierra al N. de Lenda.....	278
— 12.—Corte del afloramiento de Ihay Hatén.....	284
— 13 a 16.—Cortes de Cudia Addar.....	290
— 17.—Corte de la faja paleozoica de la ladera NO. de la montaña de cota 1.169 m.....	293
— 18.—Serie de las calizas del cordal de Ibokuren.....	294
— 19.—Corte del río Taranés.....	296
— 20.—Corte desde Addar hacia la Loma Afuret.....	299
— 21.—Corte en Loma Afuret al N. del Taranés.....	300

CAPITULO VI

Figura 1.—Posiciones respectivas del Flysch y de las dolomias de Hafa, Yuimaa y de Yebel Bu Zeitun.....	312
— 2.—Contacto del paleozoico y del secundario en la ladera Noreste de Hafa en Nator.....	313
— 3.—Corte en dirección NO.-SE. desde la colina de cota 878 a la cúspide con cota 900.....	314
— 4.—Corte del collado al Este de Bu Zeitun.....	317
— 5.—Contacto de las dolomias del macizo de Hafa en Nator con la zona del Flysch.....	318
— 6.—Cortes del contacto del sendero del puerto de Dar Rai.....	319

	PÁGINAS
Figura 7.—Repliegues del macizo de Yebel Mensora.....	320
— 8.—Corte de la ladera E. del Mensora.....	321
— 9.—Corte de Dar Jarjor.....	323
— 10.—Corte de Dar Jarjor a sitio próximo a Sidi Kemin.....	326
— 11.—Contactos en Idda.....	328
— 12.—Contactos del paleozoico y de la Sierra caliza al Norte de Mesorooha.....	329
— 13.—Cortes de la Cudia en Nich.....	331
— 14.—Corte de la vertiente meridional del alto valle del Assel	332
— 15.—Corte indicando las relaciones entre la serie de Cudia en Nich y El Borchá.....	332
— 16.—Corte de la vertiente del Yebel Tal-Luba al Norte del espigón de Beni Salah.....	333
— 17.—Falla al Oeste de la sierra de Sidi Salah.....	333
— 18.—Corte de la parte Sur del Yebel Gorgués.....	335
— 19.—Una interpretación posible de la tectónica a la altura del manantial del Mers.....	337
— 20.—Cortes por la terminación Sur de Hafa el Tuab.....	340

CAPITULO VII

Figura 1.—Contacto de las dolomias y paleozoico. Confluencia de los ríos Lau y Ibharen.....	359
— 2.—Corte de Cudia Eguiyan.....	361
— 3.—Relaciones del paleozoico y de las dolomias.....	362
— 4.—Cortes del Espigón de Iyabrisen.....	365
— 5.—Corte por 700 m. aguas arriba de Jacoben.....	366
— 6.—Perfiles de la ladera de Hauta Tasaft.....	367
— 7.—Detalle del contacto en el monte 900.....	368
— 8.—Contacto del paleozoico y del Flysch al pie de Hauta Tasaft.....	369
— 9.—Contacto del paleozoico de Dahar el Selfa, hacia Hanin	369
— 10.—Alrededores del puente sobre el Jemis.—Ladera de Acomé	371
— 11.—Contacto del paleozoico en la Loma del Jamar.....	373
— 12.—Paleozoico de Yebel Adgoz.....	375
— 13.—Perfil del contacto paleozoico con el Flysch del río Talambot.....	377
— 14.—Croquis y perfil de la parte NO. de la base del Tanant	379
— 15.—Cortes del barranco en la parte SO. de la base del Tanant.....	380

	PÁGINAS
Figura 16.—Cortes del Yebel Timokra.....	382
— 17.—Corte de las calizas y dolomias de Ilaguimen.....	385
— 18.—Paquete de permotrias en contacto con la masa corrida al N. del Aguedan.....	388
— 19.—Corte por el Aiden.....	390

FIN DEL TOMO I

T O M O II

CAPITULO VIII

	PÁGINAS
Figura 1.—Croquis que representa la relación de la serie jurásica y del Flysch en las cercanías de Hafa Tirat.....	404
— 2.—Flysch de Cudia Tadrat.....	406
— 3.—Croquis de la vertiente Norte del Kalaa.....	408
— 4.—Contactos en la base del Kalaa.....	409
— 5.—Contactos en la parte Norte del Kalaa en Kraar de Kalaa.....	410
— 6.—Corte en el puerto de Tizi.....	411
— 7.—Corte del Flysch en Izilan.....	413
— 8.—Cortes según el espigón situado en las coordenadas 125, 4/68 y al Norte del mismo.....	414
— 9.—Corte del Flysch de Bab Tizi Mandu.....	415
— 10.—El Flysch de la vertiente Noreste del Tisukka.....	416
— 11.—Ladera Oeste del Teslama.....	420
— 12.—Contacto de la base de la serie del Amesif en la ladera dominando Ras el Ma.....	422
— 13.—Cortes del collado del Norte del monte cota 1.964 m.....	423
— 14.—Interpretación de la disposición de la parte Este de la hoja del Amesif.....	424

CAPITULO IX

Figura 1.—Corte de la ladera de Hauta Tasaft.....	435
— 2.—Cortes del retazo de Agan.....	437
— 3.—Corte del Flysch y del retazo de Ain Tauarta.....	440
— 4.—Croquis de la terminación Noroeste del macizo de Timlitan visto desde el Noroeste.....	443
— 5.—Imbricación de El Baio.....	447
— 6.—Raíz de la escama de El Baio al Oeste de Isumar... ..	451
— 7.—Cortes transversales por los afluentes de El Joj.....	452
— 8.—Contactos de la zona paleozoica y de la serie caliza al Noroeste de El Had.....	456
— 8 bis.—Contactos a la altura de Yebel Mohamud.....	457
— 9.—Cortes del contacto del peleozoico con el secundario al Norte de Tazaot.....	459
— 10.—Corte según el transversal desde Tazaot al monte de cota 1.845.....	460

	PÁGINAS
Figura 11.—Corte según el barranco situado al Noroeste del monte de cota 1.845 metros.....	462
— 12.—Cortes por Ain el Kelb al Sureste del monte de cota 1.845.....	463
— 13.—Croquis del borde Noreste del testigo de Ain Tazaot visto desde el Norte.....	465
— 14.—Espigón Este.....	466
— 14 bis.—Interpretación de los cortes de la figura anterior.	466
— 15.—Relaciones entre el Flysch y la dolomia en la ladera Noroeste del barranco que sigue al sendero de Ain Tazaot.....	469
— 16.—Vista desde el Sureste del Beni Uad Dar.....	471
— 17.—Corte de la parte Sur de Cudia Tasaft.....	473
— 18.—Corte de la cumbre del macizo de cota 1.600 y de sus capas cretáceas.....	474
— 19.—Corte al Sureste del monte de cota 1.720.....	475
— 20.—Cortes según el barranco del lado Este de la cima de cota 1.820 y de la pequeña hoja corrida.....	476
— 21.—Dahar Hammin visto desde el Sur.....	478
— 22.—Corte al Suroeste del Tigrimuras.....	480
— 23.—Perfil a lo largo del Tigrimuras.....	481
— 24.—Corte transversal desde Tigrimuras a la base de Cudia Aglogoma.....	482
— 25.—Corte a la derecha de la fuente de Taurart.....	483
— 26.—El testigo paleozoico del mogote de cota 1.500.....	484
— 27.—Pliegues de las dolomias frente a Agla.....	485
— 28.—Corte de Cudia Asernan.....	486

CAPITULO X

Figura 1.—Corte por Dahar de Agla.....	494
— 2.—Serie entre Dahar de Agla e Izerafen.....	495
— 3.—Cortes de la cumbre de Dahar el Jaseb.....	497
— 4.—Cortes del espigón de Amesar.....	499
— 5.—Contactos de la serie Ain Takut con el Flysch de Agla.....	502
— 6.—Situación del conjunto del Dahar Ain Takut.....	502
— 7.—Corte de los alrededores de Sidi Yel.....	503
— 8.—Ventana al Noreste de la base de Bab Tizimesar...	504
— 9.—Cortes por la ladera occidental de Cudia Aserman.	506
— 10.—Cortes del collado de Taglisa.....	507
— 11.—Cumbres de la terminación meridional del macizo de Cudia Aserman.....	510

	PÁGINAS
Figura 12.—Dos interpretaciones de las montañas dibujadas en el croquis de la figura 11.....	511
— 12 bis.—Cortes por el camino de Xauen al Norte de Imeseriten y del collado de Talafish.....	512
— 13.—Extremidad Suroeste de Beni Mhamed.....	514
— 14.—Esquema de las imbricaciones de Beni Mhamed...	515
— 15.—Corte del monte al Noreste de Hauta del Kasdir...	518
— 16.—Cortes al Noroeste del Lexchab con representación de la falla del río Had.....	519
— 17.—Corte de la cumbre de Dahar el Medek.....	521
— 18.—Cortes de la ladera Este de Dahar Chudar.....	522
— 19.—El Flysch en la región de Adeldal.....	523
— 20.—Corte de la escarpa de la parte alta del barranco que desciende de Bab Tizi Mereix a Adeldal.....	524
— 21.—Cortes del barranco por donde está trazado el sendero de Beni Mhamed al vado del río Chisda...	526

CAPITULO XI

Figura 1.—Corte de Cudia Taitost al monte de cota 1.500.....	534
— 2.—Vista desde junto a Tisukka del frente Suroeste de Hafa el Handaui.....	538
— 3.—Borde del macizo del Lexchab al Sureste de Iharramen	539
— 4.—Croquis de la repartición del Flysch en Bab Amaregut	540
— 5.—Corte del Flysch de Bab Amaregut.....	541
— 6.—Corte del Flysch al Este de la sierra oligocena.....	542
— 7.—Corte con representación de la rama caída de las capas de Buhal-la.....	545
— 8.—Cortes del contacto hacia la mezquita de Buhal-la.	546
— 9.—Corte longitudinal de la cima de Sor del Medina...	548
— 10.—Cortes de la terminación de Hayar del Kaila.....	549
— 11.—Cortes al Suroeste de Cudia Talamsque.....	551
— 12.—Contacto del secundario del Tisira con el Flysch del valle del Amatras.....	554

CAPITULO XII

Figura 1.—Corte en la desembocadura del arroyo Agbalu.....	575
— 2.—Corte de la masa calizo-dolomítica a la salida del Bu Zlef.....	576
— 3.—Croquis del contacto de las series primaria y secundaria de Cudia Enchaf.....	578

	PÁGINAS
Figura 4.—Corte de la cresta caliza de cota 1.800 m.....	580
— 5.—Corte en la proximidad de la cima de Cudia Enchaf.	582
— 6.—Perfil del monte cota 1.825 al Suroeste de Cudia Enchaf	583
— 7.—Corte del secundario según la cima de Hauta Talansís	587
— 8.—Corte del arroyo afluente del río Adeldal a 800 metros aguas arriba del aduar.....	591
— 9.—Discordancias en el torrente de Adeldal.....	592
— 10.—Corte por el collado de Taria.....	595
— 11.—Cortes por Iguenduzetz.....	596
— 12.—Corte según la extremidad oriental del pliegue del monte de cota 1.500 metros.....	597
— 13.—Contacto del paleozoico al Norte de la cumbre de cota 1.500 aguas arriba de Agna.....	598
— 14.—Corte según la Escuela de El Mnizra.....	599
— 15.—Corte por Sidi el Hach Safi.....	602
— 16.—Corte de la cumbre frente a Agna.....	603
— 17.—Interpretación de los accidentes según el perfil N.-S. a lo largo del barranco.....	604
— 18.—Corte del espigón que separa los ríos Asifan y Buhia.	604
— 19.—Corte según la ladera septentrional del cordal de Asifan	605
— 20.—Croquis del gran tajo de Budkek.....	608
— 21.—Situación de los contactos en el tajo de Budkek...	610

CAPITULO XIII

Figura 1.—Corte esquemático con expresión de las relaciones entre el primario y secundario de Bab Isogar...	621
— 2.—Corte del Flysch en el collado entre Dar Mago e Italhaten	622
— 3.—Contacto del paleozoico sobre el Flysch al Sur de la mezquita de Utlega.....	624
— 4.—Corte por Bab Ziat.....	625
— 5.—Corte del barranco del Mnisa.....	626
— 6.—Contacto del primario y secundario en la cima de Cudia Timatasen.....	637
— 7.—Corte por la cumbre de Cudia Tazarot.....	638
— 8.—Cortes de la sierra según el valle del Mter.....	641
— 9.—Corte de los accidentes de la cresta del Taguesuan.	646
— 10.—Corte por el Nanoh.....	650
— 11.—Terminación Este del macizo de Ihannachen.....	652
— 12.—Corte del Hafa Sixan al Este del poblado de Sixan.	654

	PÁGINAS
Figura 13.—Corte del monte de cota 494.....	656
— 14.—Tres cortes por Sidi Yahia el Uardani.....	659
— 15.—Corte por Punta Pescadores.....	660
— 16.—Retazos calizos de El Kraar.....	662
— 17.—Dos cortes por punta Xohaumor.....	664

CAPITULO XIV

Figura 1.—Perfiles de las vertientes Suroeste del Yebel Sugna...	698
— 2.—Corte de la cordillera alta un kilómetro al Oeste de Bab Taziatz.....	703
— 3.—Perfil de la cumbre de la sierra a la altura del kilómetro 26 de la nueva carretera de Tetuán a Melilla.	704
— 4.—Corte de la sierra en Kankaben.....	705
— 5.—Vista de la sierra al Oeste del campamento Mola...	706