

Sobre las características hidrogeológicas de la red hipogea de la Sima de la Piedra de San Martín (Navarra)

POR

N. LLOPIS LLADO

INTRODUCCION

En La Montaña de Navarra, lindante con Francia, se extiende una zona casi desértica, de tránsito difícil, denominada Larra, en cuya gea desempeñan el principal papel las calizas turonenses sobre las cuales se ha desarrollado una carstificación intensa. Esta región sería desconocida si no estuviera recorrida por su margen occidental por el camino de herradura que desde el llano de Belagua cruza a Francia por el collado de la Piedra de San Martín, y sobre todo sin el descubrimiento de la sima Lepineux o de la Piedra de San Martín gracias a la difusión que la Prensa ha dado a las tres expediciones realizadas, la penúltima de las cuales costó la vida al malogrado Loubens.

La intervención de un equipo español, en la última expedición realizada el pasado agosto de 1953, permitió obtener una serie de observaciones sobre la hidrología cárstica de la región de Larra y vertientes franceses del valle de Santa Engracia, las cuales sirvieron

de base para sentar algunas conclusiones de interés hidrogeológico por lo que respecta al origen, recorrido y emergencia de las aguas que corren por el interior de la Sima de la Piedra de San Martín. Pocas observaciones tenemos en cambio acerca de la marcha de las aguas en profundidad, pues los exploradores franceses no han divulgado hasta la fecha los estudios realizados y los dos espeleólogos españoles que descendieron a la sima con los equipos franceses, se vieron imposibilitados de realizar ninguna clase de trabajo concreto.

Para poder diagnosticar la zona de alimentación de las aguas de la Sima de San Martín y su marcha subterránea ha, sido necesario levantar un mapa geológico de la zona estudiada a la escala 1.25:000 con detalle suficiente para poder representar cómodamente los accidentes geológicos de la región. Además se levantó un plano más detallado a escala 1: 10.000 de los alrededores inmediatos de la sima.

Este trabajo se ha realizado con la colaboración de todos los componentes españoles de la expedición, debiendo ser mencionados de manera especial D. Jesús Elósegui, quien a pesar de su indisposición de pronóstico reservado, prestó inapreciables servicios estudiando los manantiales de los alrededores de Belagua, cuya relación con el río de San Martín era posible antes de conocer la región; Don Fernando Termes, que me acompañó constantemente en mis correrías geológicas; D. Luis Carrero y D. Antonio Escobar, Jefes del Campamento Español, que nos acompañaron igualmente en nuestras excursiones; los Sres. Ondarra y Assens que nos transmitieron sus observaciones subterráneas y finalmente el personal de la Guardia Civil que colaboraba en los trabajos y que con su celo, pericia y buena voluntad contribuyó eficazmente a la realización de nuestros estudios. Plácenos también hacer pública la amabilidad con que fuimos acogidos en Santa Engracia por Mr. Ranvier, ingeniero de Electricité de France, quien nos proporcionó preciosos datos sobre el régimen subterráneo de los alrededores y en especial de la surgencia de Bentia.

Finalmente es necesario hacer constar el agradecimiento que todos los miembros del equipo Español debemos al Excmo. Sr. Gobernador Civil de Pamplona, D. Luis Valero, por las infinitas amabilidades de él recibidas, algunas a todas luces innecesarias, secundado eficazmente por el Ilmo. Sr. Alcalde de Isaba y los Sres. Oficiales de la Guardia Civil de aquel sector.

PROBLEMAS PLANTEADOS Y METODO DE TRABAJO

El principal objeto de este estudio, que motivó la intervención española en la expedición a la Sima de la Piedra de San Martín, fué el determinar las características hidrogeológicas de la región, es decir la situación de la zona de alimentación del río subterráneo de la Sima, su posible caudal, su recorrido subterráneo y la zona de emergencia de las aguas.

Dado el desconocimiento geológico que se tenía de la región, para resolver este problema ha sido necesario proceder ante todo el estudio geológico, levantando una cartografía adecuada y realizando los estudios complementarios precisos para poder llegar a conclusiones concretas. Los trabajos realizados a este respecto han sido los siguientes:

1. Levantamiento de un mapa geológico de la zona comprendida entre los picos de Arlás y Lakora a la escala 1: 25.000.
2. Levantamiento de un mapa geológico detallado de los alrededores inmediatos de la sima a la escala 1:10.000.
3. Estudio geológico.
4. Estudio morfológico e hidrológico.
5. Observaciones subterráneas.

Este trabajo es sólo un avance de las observaciones realizadas y no figuran en él todos los documentos obtenidos en nuestro estudio.

I. ESTUDIO GEOLOGICO

A) *Situación geográfica de la zona estudiada*

La región estudiada está situada en los confines septentrionales de la Alta Navarra en la cabecera del valle del Roncal que termina en el llano de Belagua a 9 km. al N. de Isaba. Más hacia el N. se levanta bruscamente un muro calizo de cerca de 500 m de altura por encima del cual se desarrolla una región inhóspita, de topografía extremadamente complicada en sus detalles, surcada por valles, muchos de ellos ciegos, desprovistos de agua y casi de vegetación. Esta región, verdadero desierto de la alta montaña, constituye la región denominada Larra, que se extiende desde las cumbres de Anie (2.504 m.) por el E. hasta las inmediaciones del pico de Lakora (1.867 m.) por el W. Es un rincón de España casi desconocido por sus dificultades topográficas y semiabandonado por su esterilidad. Por encima de esta desolada región se elevan un conjunto de cordales y cumbres que delimitan, en sus líneas generales, la frontera hispano-francesa: Lakora (1.867 m.) El Ferial, (1.579 m.), Soum de Lèche (1.823 m.), Arlás (2.043 m.) y la Mesa de los Tres Reyes (2.433 m.)

Las vertientes francesas son más acogedoras gracias a la influencia del clima atlántico, que se detiene ante la barrera montañosa. Las vertientes descienden bruscamente entre bosques hasta la Gave de Sainte Engrace, que drena las aguas de las vertientes septentrionales de la divisoria geográfica.

B) *Estratigrafía*

Hay que considerar dos grandes unidades geológicas: 1. Zócalo paleozoico, constitutivo de la Zona Axial Pirenaica y 2. Cobertura mesozoica integrada exclusivamente por el triás y el cretácico.

a) *Zócalo paleozoico*

En la región estudiada por nosotros, apenas si hemos observado ningún afloramiento de paleozoico; únicamente en los alrede-

dores de Sainte Engrace y en las inmediaciones del pico de Lakora. Según se deduce de las investigaciones de los geólogos franceses resumidas por Viennot (22) la estratigrafía del paleozoico no está todavía conocida con precisión. En sus líneas generales está constituido por cuarcitas y pizarras satinadas del ordoviciense, calcoesquistos, calizas y dolomías devónicas, ampelitas gothlandienses y pizarras y areniscas carboníferas. La complejidad tectónica que afecta en general a este zócalo, cuando está involucrado en el plegamiento pirenaico, hace difícil obtener una buena sucesión estratigráfica. En la zona estudiada todos los afloramientos paleozoicos están constituidos por pizarras y cuarcitas ordovicienses, ampelitas gothlandienses y pizarras y areniscas carboníferas, es decir materiales totalmente impermeables, que limitan la progresión de las aguas en profundidad.

b) *Los materiales mesozoicos*

El zócalo paleozoico está cubierto por materiales secundarios. En la Gave de Sainte Engrace son las capas permotriásicas y triásicas las que se apoyan sobre este zócalo; más hacia el S., en el pico de Anie, falta el triásico y es el cretácico superior el que sirve de cobertera mesozoica.

El permotriás está formado exclusivamente por las llamadas pudingas de Mendibelza (11) (5) (6) formadas por cantos de elementos paleozoicos, que aparecen en el pico de Lakora y en las inmediaciones septentrionales de Sainte Engrace. Estas pudingas han sido objeto de largas discusiones acerca de su situación estratigráfica distinguiéndose en ellas dos niveles:

1. En la base, pudingas poligénicas, que en el pico de Lakora están formadas por 80 % de pizarras de edades diversas, cuyos cantos alcanzan hasta 0,40 m. y 20 % de calizas y dolomías devónicas, y

2. Pudingas de cantos de cuarcita de hasta 0,1 m. de diámetro.

En realidad las pudingas del Pico de Lakora, son más bien con-

glomerados brechoides, puesto que abundan las angulosidades, especialmente en los cantos de pizarra. Los cantos de cuarcita del conglomerado superior, están, por el contrario, perfectamente rodados, lo que justifica la separación de ambas capas, atribuyéndose al pérmico la pudinga inferior y asimilándose al triás la pudinga cuarzosa superior.

Sobre estas capas se apoyan materiales del triás superior, formados, como el resto del Pirineo, por margas abigarradas con yesos y ofitas en la base y calizas dolomíticas y dolomías blancas, amarillentas y a menudo cavernosas en la parte superior. Estas capas pueden estudiarse bien, a pesar de su complejidad tectónica, en la vertiente septentrional de la Gave de Sainte Engrace, a lo largo de la carretera, donde hay buenos afloramientos.

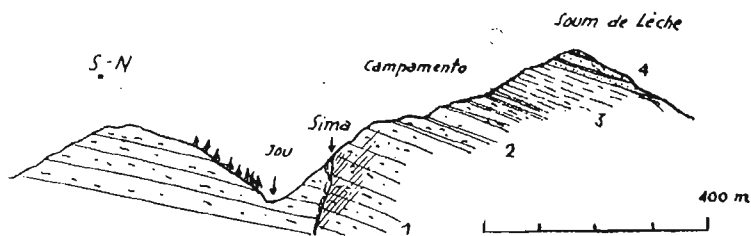


Fig. 1. - Corte geológico del Soum de Lèche

1. Calizas grises con microfauna en la base y nódulos de sílex.
2. Flysch muy calizo. Margas grises con nódulos de sílex. En la parte alta hay pocos nódulos y pasan a pizarras claras.
3. Pizarras blancas.
4. Serie samítica del Soum de Lèche.

El cretácico, en cambio, puede estudiarse mucho mejor en las vertientes españolas, ofreciendo buenos cortes las estribaciones de los picos de Arlás, Soum de Lèche y la región de Anie hasta Belagua a pesar de la complicación tectónica.

Un corte por las vertientes meridionales de Soum de Lèche, pasando por las inmediaciones de la Sima de la Piedra de San Martín, resume bastante bien la estratigrafía del cretácico. En

este punto se obtiene de abajo a arriba, la siguiente sucesión:

- 10-15 m. Calizas grises finamente detríticas, probablemente con microfauna.
- 30-40 m. Calizas grises con nódulos de sílex negro. La densidad de nódulos disminuye hacia la parte superior.
- 50-60 m. Serie flysch, formada por calizas margosas en la base, con nódulos de sílex, sirviendo de tránsito a la serie caliza inferior, y calcoesquistos pasando a pizarras blanquecinas, moteadas, en la parte superior.
- 30-40 m. Pizarras blancas moteadas.
 - 20 m. Areniscas amarillentas micáceas con *Chondrites*, alternando con pizarras claras y lechos delgados de pizarras carbonosas con restos vegetales indeterminables.

La serie de calizas de la base no está completa en este corte, teniendo en su totalidad una potencia de unos 150 m. Las potencias de los restantes tramos son solo aproximadas, pues el flysch está en general fuertemente plegado y se hace difícil obtener potencias exactas.

Las areniscas micáceas y pizarras negras con restos vegetales tienen un marcado aire carbonífero, que podría hacerlas confundir con este terreno; pero no cabe duda de su atribución al cretácico, no sólo por contener *chondrites* de tipo mesozoico sino por pasar insensiblemente al flysch inferior. Este cambio vertical de facies es particularmente claro en las vertientes del pico de Arlás, siguiendo la cresta desde el collado de Arlás hasta la cumbre. En el collado, las capas están casi verticales en contacto con los calcoesquistos de la base de la serie flysch. El espesor de las pizarras blancas es aquí de más de 100 m. pero deben existir repliegues locales que aumentan la potencia real. Ya en la base del picacho, aparece una serie de tránsito, alternando areniscas amarillentas con pizarras blancas, dominando finalmente las areniscas amarillentas en la cumbre. Los autores precedentes que se han ocupado del cretácico de esta zona, hacen observar ya la semejanza que determinados niveles tienen con el carbonífero (18).

En cuanto a la edad precisa de estas capas, los escasos fósiles que en ellas se encuentran hacen que sea difícil de precisar. No obstante, en la vertiente francesa se han encontrado *Hippurites* del turoniense superior y del santoniense en las calizas de la base y la serie flysch ha sido colocada por Gluber (10) entre el santoniense y el maestrichtiense. Según estos datos, estas capas pueden pues, equipararse con las series cretácicas que aparecen más hacia el E. en el valle de Canfranc (14) (21).

C) *Tectónica*

Siendo la zona de interés geológico para este estudio hidrogeológico, la mesozoica, únicamente podemos ocuparnos aquí de tectónica alpina, única que interesa a nuestras finalidades. Por otra parte, el zócalo paleozoico estaba ya consolidado y arrasado antes del comienzo de la sedimentación mesozoica y reducido a la condición de material geológicamente muerto en el sentido Argand (1), lo que le ha permitido desempeñar un papel de cierta importancia en la tectónica de la región de la Piedra de San Martín a consecuencia sobre todo del pequeño espesor de los sedimentos mesozoicos que lo recubren.

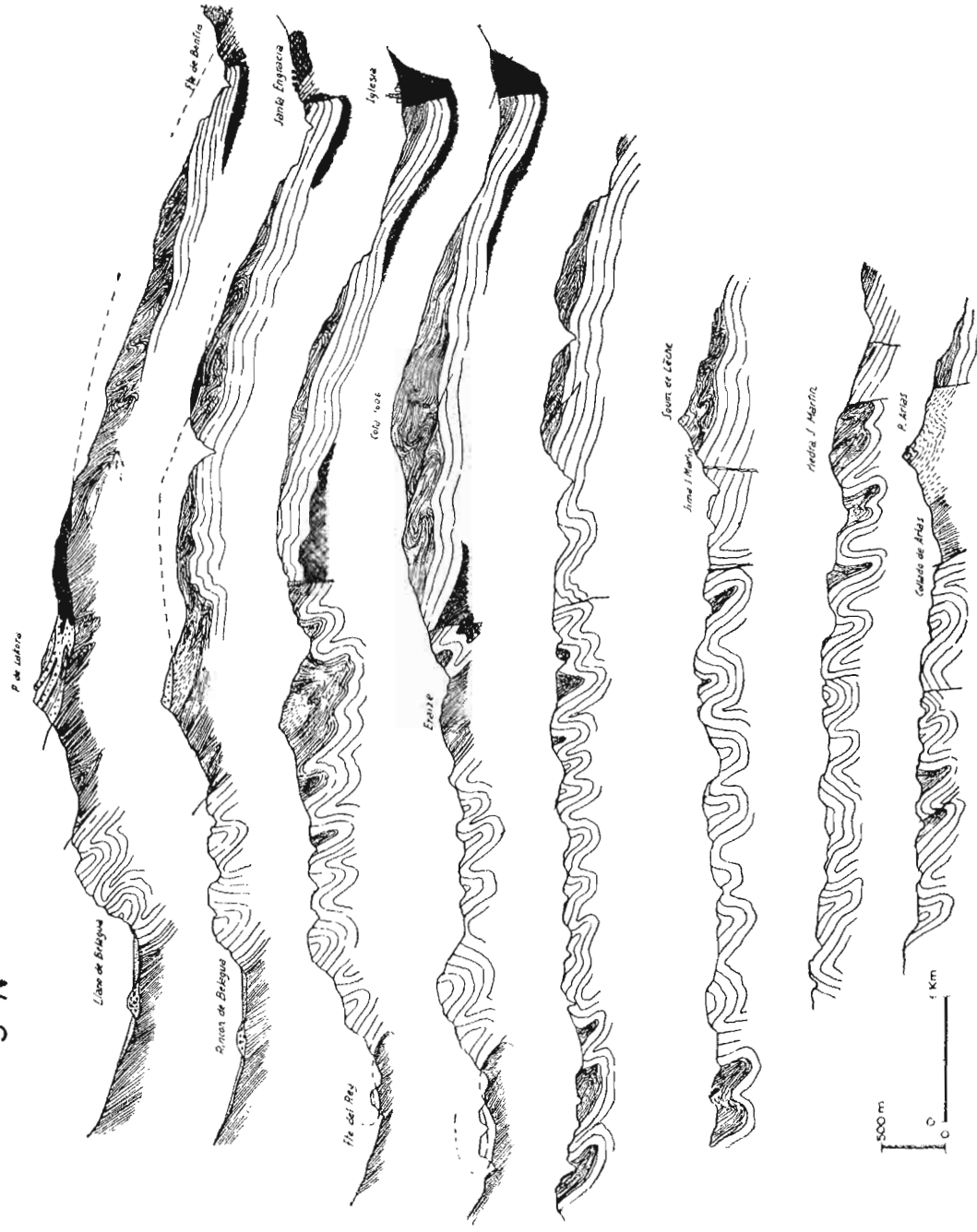
En la tectónica alpílica de esta región, hay que distinguir dos tipos de formas tectónicas muy diferentes:

1. Formas de plegamiento, que integran el cuerpo fundamental de la estructura, y
2. Roturas de génesis posterior al plegamiento que rompen la continuidad del mismo.

Estos dos tipos de formas tectónicas definen las características estructurales de esta zona de la Alta Navarra.

Las formas de plegamiento están integradas por dos grandes conjuntos: Una región occidental constituida por una cabalgadura denominada capa de Lakora, formada por un manto de paleozoico que se ha deslizado por encima de las calizas y flysch del cretácico, en una profundidad de unos 5 ó 6 km. El frente de esta capa de Lakora, está situado en el pico del mismo nombre formando un

S-N



CORTES GEOLOGICOS DE LA REGION DE LA PIEDRA DE SAN MARTIN

por
N.Llopis Lladó



Fig. 2

«Klippe» de más de 2 km. de longitud integrado en parte por el paleozoico y en parte por puddingas de Mendibelza. Esta capa ha sido fuertemente desmantelada por la erosión, puesto que en otra época debía extenderse hacia el E. por lo menos hasta el Pico de Arlás, quedando hoy en cambio residuos, solamente en las vertientes de Lakora. (3) (4) (5) (6) (7) (8) (10).

El conjunto oriental está constituido, por el substrato de la capa de Lakora exhumado por la erosión. En este substrato se reconocen al primer vistazo dos unidades tectónicas separadas aproximadamente por la línea fronteriza entre España y Francia. Las vertientes francesas están formadas por las capas de calizas turonenses inclinadas suavemente hacia el N. a las que se superpone el flysch calizo campaniense y sobre éste residuos de flysch pizarroso. Las vertientes españolas están constituidas por un conjunto de pliegues relativamente apretados, isoclinales, de estilo jurasicoide y vergentes hacia el S. En estos pliegues desempeña el principal papel la caliza turoniense, puesto que el flysch calizo campaniense aparece sólo en los ejes de los sinclinales. La zona de Larra está integrada por este conjunto de pliegues, que se va elevando poco a poco de W. a E. de tal modo, que hacia el W. van apareciendo en la estructura, elementos stratigráficos cada vez más modernos. Este hundimiento de los ejes de los pliegues hacia el W. no sólo ha determinado la demolición de la parte oriental del manto de Lakora, sino que, como veremos, desempeña un papel muy importante en el desarrollo de la hidrología subterránea.

Llama la atención el contraste estructural que se establece entre la tectónica de la vertiente española y la de la francesa, puesto que las vertientes N. de Arlás y del Soum de Lèche dan la impresión de tratarse de un país tabular ligeramente inclinado hacia el N. siendo así que en realidad constituyen el substrato de la capa de Lakora y es posible por consiguiente que tengan una estructura más compleja. Parece corroborar esta sospecha el hecho de que las calizas turonenses tienen en los afloramientos una potencia máxima de 150 m. mientras que, el pozo de acceso a la Sima de la

Piedra de San Martín, tiene 340 m. de profundidad y está excavado totalmente en la caliza turonense, al decir de los exploradores. Esto hace suponer que en el macizo de Soum de Lèche pueda existir alguna anomalía estructural no visible en los afloramientos reconocidos. Por otra parte, el flysch calizo campaniense superpuesto a la caliza turonense, está fuertemente plegado, como puede verse en las vertientes del barraco de Arphidia, de tal modo, que su estilo tectónico es completamente distinto del de la caliza turonense y por lo tanto disarmónico en relación con ésta, aunque este fenómeno sea explicable por el carácter extremadamente plástico de dicho flysch en relación con la masa mucho más rígida de caliza.

Los arrumbamientos de los pliegues se hacen constantemente de W. a E. existiendo una marcada tendencia a elevarse hacia E., de tal modo que al E. de Anie aparece el zócalo paleozoico, mientras se hundén lentamente hacia el W. Las vergencias son constantemente hacia el S., tanto en los elementos de primer orden como la capa de Lakora, como en los pliegues de tercero y cuarto orden, lo que indica que los empujes tuvieron dirección S.-N. Es por otra parte, el mismo tipo de plegamiento que encontramos en toda al Alta Navarra (14).

b) *Las roturas*

Las formas de plegamiento que se acaban de describir aparecen atravesadas y en ocasiones desplazadas por sistemas de fallas, que, por sus características, pertenecen a una fase orogénica posterior a la que engendró el plegamiento. Las fallas tienen como elementos satélites, sistemas de litoclasas, extremadamente desarrollados y que desde el punto de vista hidrogeológico son de la mayor importancia.

1. *Las fallas*

Son grandes accidentes, especialmente visibles en la región de Arlás, tanto en las vertientes españolas como en las francesas, a

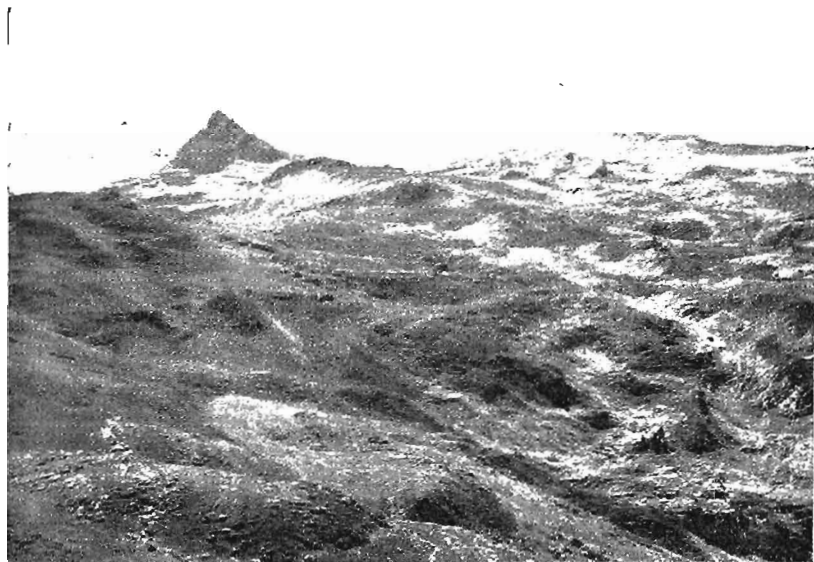


Fig. 1.—Zona de Larra y Pico de Anie
Región de alimentación del sistema cárstico de la Piedra de San Martín. Calizas
y fíresch cytácico

(Foto Llopis)

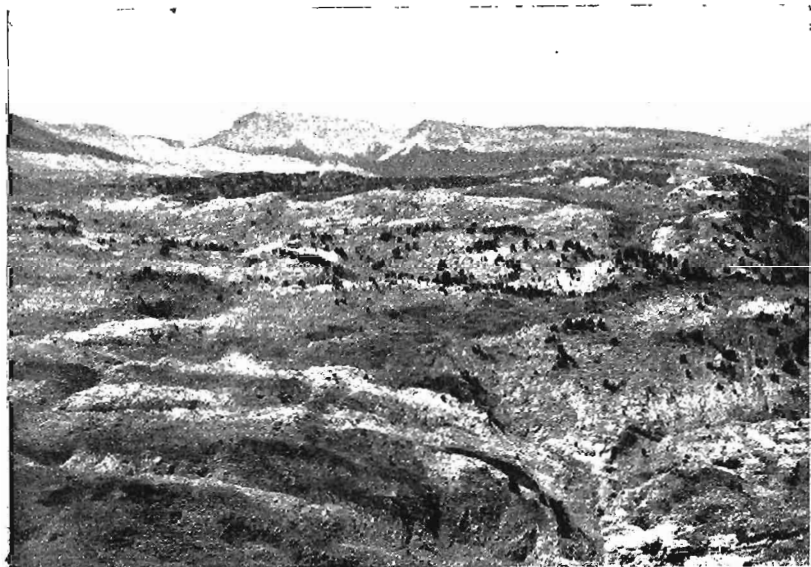


Fig. 2.—Otro aspecto de la desolada región de Larra.

(Foto Llopis)



Fig. 1 — Frente de falla del Cerro de la Contienda, con acanaladuras de lenar pulimentado por acción glacial. Calizas turonenses.

(Foto Llopis)



Fig. 2.— Lapiaz del Cerro de la Contienda. Detalle del anterior.

(Foto Llopis)

la Piedra de San Martín, existe otra paralela a la anterior que se prolonga hacia Francia por el camino Arettes.

Estas fallas no son, en realidad, sino accidentes de segundo orden derivados de la red de diaclasas de dirección dominante N-NW. S-SW principales, responsables de la pequeña tectónica de la región; los labios de algunas de estas diaclasas se han movido engendrando las fracturas.

Los elementos del otro sistema, de dirección predominante W.-E., aparecen también concentrados en las inmediaciones de la zona fronteriza, entre el Pico de Arlás y las cabañas de Eyraze; el elemento más importante de este sistema es la falla del Ferial que corta las calizas de montaña y el flysch. La sima de la Peña de San Martín, está instalada precisamente sobre una falla de este sistema, que se extiende desde las inmediaciones del collado hasta las cercanías del barranco de Arphidia.

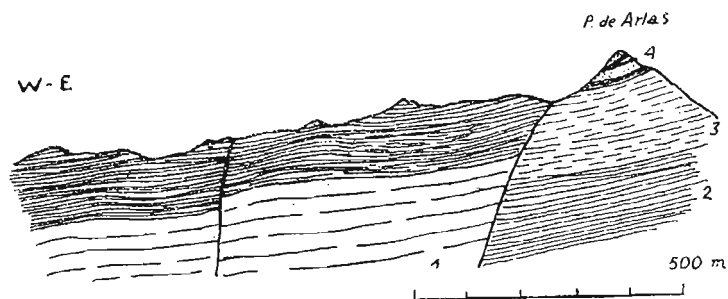


Fig. 3.— Tectónica del fallas del pico de Arlás.

1. Calizas turonenses; 2. Flysch calizo; 3. Pizarras blancas; 4. Pizarras y samitas maestrichtienses.

El corte sigue la misma orientación de los estratos y de los pliegues.

Cuando estos accidentes no afectan a las zonas de flysch, sólo son visibles a consecuencia de presentar zonas de brechas y de diaclasas satélite con tendencia a la brechificación, tal como pasa con la indicada falla de la sima de San Martín en cuya entrada se desarrolla un sistema de diaclasas de intervalos muy apretados de

orientación N.-S. inclinadas 60° al E. que no se encuentran en el resto de la zona caliza no afectada por fracturas.

2) *Las diaclasas*

La masa de calizas turónenses que constituye el elemento petrográfico más destacado de la región de la Piedra de San Martín, está atravesado por una red de diaclasas cuyas direcciones dominantes son las mismas ya indicadas para las fallas.

El sistema más visible es el N. $10-20^\circ$ E. derivando hasta el NE. inclinado 80° al E. En toda la región del S. y SW. del Pico de Arlás hasta la zona del Pico de Anie, este sistema es claramente visible y determina rasgos morfológicos de segundo orden tales como el desarrollo del lapiaz y la instalación de las simas y dolinas. La diaclasación es menos clara en el flysch, a consecuencia de que consecuencia de aparecer allí la caliza desnuda de su cobertera de flysch. Estos accidentes «cortantes», se han localizado especialmente en las calizas a consecuencia de su mayor rigidez en relación con el resto de los sedimentos cretácicos.

Estos accidentes son claramente de tipo germánico y por lo tanto sin relación directa con el plegamiento; las direcciones corresponden a dos grandes conjuntos: uno NE-SW., con variaciones N. $30^\circ-40^\circ$ E. y otro W.-E. con variaciones W. $10^\circ-20^\circ$ N.

En el collado del W. del pico de Arlás hay una de estas fallas, cuyo labio E. se ha hundido más de 100 m.; el salto de esta falla disminuye hacia el SW. desnivelando sólo unos 8-10 m. la zona del Cerro de la Contienda donde la presencia de flysch la hace más visible. Mas hacia al W., en las inmediaciones del collado de los intervalos entre los distintos elementos se hacen mucho mayores gracias a la mayor plasticidad de este material, pero las direcciones se mantienen constantes.

Aparte este sistema fundamental, existen otros accesorios como el W. $10^\circ-20^\circ$ N., transversal al anterior y responsable de las fallas de la misma orientación. Este sistema está bastante desarrollado en la vertiente francesa, especialmente en el valle de Santa

Engracia, donde algunos accidentes importantes, como la falla general del valle, tienen la misma orientación. Este sistema tiene algunas variaciones llegando a dar accidentes E. 10-20 N.

Los sistemas de «aspa», existen también en estas calizas pero poco desarrollados, probablemente a consecuencia de poseer grandes intervalos que aislan los individuos. Estos sistemas tienen también variaciones de 10 a 20 hacia los puntos inmediatos.

II MORFOLOGIA

A) *El relieve residual*

Los relieves más antiguos que aparecen en la región de la Piedra de San Martín, son restos de una penillanura que debió de extenderse desde el pie de los actuales picos de Anie y Arlás hasta más allá del collado de Eyraze por el W. y prolongándose posiblemente por encima de las actuales cumbres del valle del Roncal. No obstante, la erosión ascendente de los ríos navarros ha destruido casi totalmente este antiguo elemento fundamental del relieve de Navarra, del que sólo quedan residuos en la cabecera del valle de Belagua, sin duda porque allí, el glaciario cuaternario y las carstificaciones detuvieron parcialmente la progresión de las cabeceras.

Esta antigua penillanura está representada en la actualidad por los restos de cordales situados todos a la misma altura que se suceden unos tras otros, de tal modo que no es difícil reconstruir con la imaginación la antigua superficie. Estos cordales descienden suavemente hacia el W. desde los 2.000-2.100 m. hasta los 1.750-1.730 m.

Por encima de esta penillanura que debió ser total, se encuentran todavía relieves más altos, a manera de monadnocks, como el del pico de Anie, que acreditan la existencia de otro relieve más antiguo todavía, anterior a la penillanura de 2.000-1.700 m.

Pero sin duda el elemento más importante es la indicada peni-

llanura puesto que ella ha sido el punto de partida para la génesis del relieve actual.

Es difícil decidirse acerca de la edad de esta penillanura puesto que no aparecen en la región sedimentos correlativos que permitan fijarla ni siquiera aproximadamente. Solamente sabemos que corta las capas cretácicas y paleocenas y que desde luego es posterior al plegamiento, el cual en la Montaña Navarra parece ser de edad oligocena superior, con lo que la penillanura debe de ser miocena y posiblemente pontiense por ser esta la edad de otras formas semejantes reconocidas en las montañas españolas.

B) *Las formas glaciares*

Al terminar el plioceno, la penillanura de 2.000-1.700 m. estaba ya en buena parte disecada, puesto que la glaciación cuaternaria ocupó esta región con un relieve semejante al actual.

Las formas glaciares aparecen bien desarrolladas en las cabecezas, donde existían circos, cuyos nevés proporcionaban sedimentos que formaban las morrenas de Belagua.

El valle de Belagua es probablemente un valle glaciar sobreexcavado, cuyas morrenas han sido destruidas en buena parte, pero de las que quedan residuos en ambas vertientes y en la entrada. En el propio camino del Collado de la Piedra de San Martín a Belagua, se encuentran residuos morrénicos por encima de la Venta de Arraco y lo propio ocurre en el margen S. del llano de Belagua. El sedimento del centro del llano es una arcilla gris muy fina con lechos de cantos de tipo fluvial que acredita la instalación de una laguna, probablemente de umbral morrénico, en la zona ocupada actualmente por el llano de Belagua.

En las zonas altas de la frontera hispano francesa, aparecen formas de excavación glaciar representadas por las superficies pulimentadas y estriadas y circos, generalmente de poco desarrollo. En la zona de campos de lapiaz de Larra, se observan superficies de lapiaz, pulimentadas por la masa de hielo.

No es posible determinar la importancia ni el número de las

glaciaciones, puesto que no existen huellas suficientes para intentar una reconstrucción objetiva. Únicamente puede decirse que sobre los cordales, probablemente más extensos que en la actualidad,

se instalaron glaciares de plataforma, especialmente en la zona del N. de Anie, entre este pico y el Arlés.

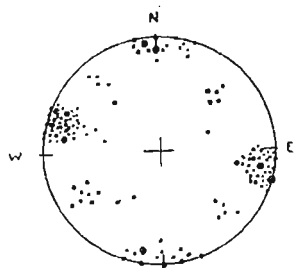


Fig. 4

Proyección estereográfica de los polos de los sistemas de diaclasas de las calizas turronenses y flysch de los alrededores de la Piedra de San Martín.

Los puntos representan diaclasas; los puntos gruesos son las fallas.

C) El Karst

Pero los tipos de formas que realmente dan carácter particular a la actual región de la Piedra de San Martín, son las formas cársticas cuyo desarrollo es extraordinario, hasta el punto de que bien puede decirse que el Karst de esta zona presenta una evolución tan notable que probablemente pocas regiones de Europa se le pueden equiparar. La originalidad del Karst de la Piedra de San Martín es consecuencia, ante todo, de la compleja evolución que ha experimentado desde los tiempos

pliocenos hasta la actualidad.

En efecto, el proceso de carstificación más antiguo que puede reconocerse en esta zona, debió de estar relacionado con la superficie de 2.000-1.700 m. antes de su disección, de tal modo que en los actuales cordales residuales de aquella penillanura pueden encontrarse formas de «Karst residual». Mas tarde, durante las fases fluviales y glaciares que se sucedieron durante el Cuaternario, la carstificación continuó, formándose fenómenos cársticos subglaciares durante las glaciaciones y fenómenos de Karst normal durante los interglaciares (*). Actualmente se sucede un ritmo pare-

(*) Véase nuestro trabajo «Glaciarismo y carstificación en la región de la Piedra de S. Martín (Pirineo navarro)» en publicación en «Pirineos».

cido al de los períodos glaciares aunque atenuado, puesto que la región de la Piedra de San Martín está cubierta de nieve durante cuatro y cinco meses al año, durante los cuales la carstificación ofrece características muy especiales puesto que puede hablarse con propiedad de un «Karst nival»; en cambio, durante el resto del año este Karst nival se transforma en un Karst normal de alta montaña, cuyos fenómenos son idénticos a los del Karst ordinario.

Como resultado de esta evolución asaz compleja, aparecen en el Karst de la Piedra de San Martín, varios tipos de formas:

1. Formas residuales probablemente pliocenas.
2. Formas subglaciares cuaternarias.
3. Formas fluviales interglaciares cuaternarias.
4. Formas nivales actuales.
5. Formas normales actuales.

Entre las formas cuaternarias y las actuales, existen frecuentes interferencias que hacen difícil en ocasiones su distinción, puesto que a las formas cuaternarias se superponen las formas nivales actuales y el Karst normal.

a) *El Karst actual*

El Karst actual procede, pues, de una compleja herencia de formas cársticas pliocenas y cuaternarias y está sometido a un régimen alternativamente nival y pluvial.

1) *Las formas de absorción y conducción*

Las formas de superficie de los aparatos cársticos actuales de la Piedra de San Martín están constituidas por tres elementos:

1. Dolinas y uvalas, «jous» y simas.
2. Lenares y
3. Resurgencias.

Las dolinas, uvalas, «jous» y simas son formas de absorción. Las dos primeras corresponden a un tipo de Karst pluvial normal y están escasamente representadas en la región de la Piedra de San

Martín. Únicamente en las vertientes meridionales del pico de Arlás, entre éste y el Cerro de la Contienda, aparece una extensa uvala con algunas dolinas parásitas.

Los «jous». El elemento fundamental del Karst de Larra es el «jou», es decir una especie de dolina embudiforme, escasa en «terra rossa», limitada generalmente por pendientes abruptas, de las cuales, las orientadas de cara al S. tiene a menudo coladas de piedras que recuerdan formas de soliflucción o en general de desarrollo periglaciario. Estas formas las denominamos «jous» por su semejanza con las dolinas de los Picos de Europa y en general de todas las zonas de nivación de la Cordillera Cantábrica. Deben referirse indiscutiblemente a formas de nivación, es decir dolinas que funcionan durante buena parte del año con el agua de fusión de las nieves; las formas de soliflucción a que antes hicimos alusión son bien explícitas a este respecto; la circunstancia de encontrarse localizadas en las vertientes septentrionales puede explicarse a consecuencia de que estas vertientes deben tener una mayor actividad a consecuencia de recibir mayor insolación.

El desarrollo que presentan los «jous» es verdaderamente extraordinario, de tal modo que escasean las formas simples, ya que a consecuencia de su evolución, se conjugan frecuentemente unos con otros engendrándose valles ciegos, largos y estrechos, alineados generalmente siguiendo la dirección de los estratos, profundos a veces de dos o trescientos metros, que constituyen los accidentes topográficos más destacados de la región de Larra. Los «jous» constituyen, en una palabra, las formas elementales de absorción del Karst de Larra.

Las simas, constituyen otro de los elementos destacados de las formas de absorción. Es verdaderamente notable la densidad de estos elementos morfológicos, puesto que la región de Larra está materialmente acribillada por ellas. En nuestras travesías por dicha región hemos observado algunas de dimensiones verdaderamente gigantes como la que se abre muy cerca de la txavola inmediata al camino de Herna en el cerro cota 1.748, la cual tiene

una boca de cerca de 10 m. de diámetro y probablemente es de gran profundidad puesto que las piedras que se echan en ellas se oyen largo tiempo.

En la región inmediata al Collado de la Piedra de S. Martín, que recorrimos mucho más meticulosamente, hemos contado diez y ocho en una superficie de 2 km. cuadrados y es probable haya más todavía en la misma superficie. La mayor parte de estas simas son desconocidas, puesto que sólo han sido exploradas la sima de la Piedra de San Martín, la sima Fertel y alguna otra en las vertientes francesas.

Sima de la Piedra de San Martín.—Los únicos datos que poseemos de esta sima son nuestras observaciones personales de superficie y las comunicadas por los Sres. Ondarra y Assens que acompañaron a los exploradores franceses en parte de su reconocimiento.

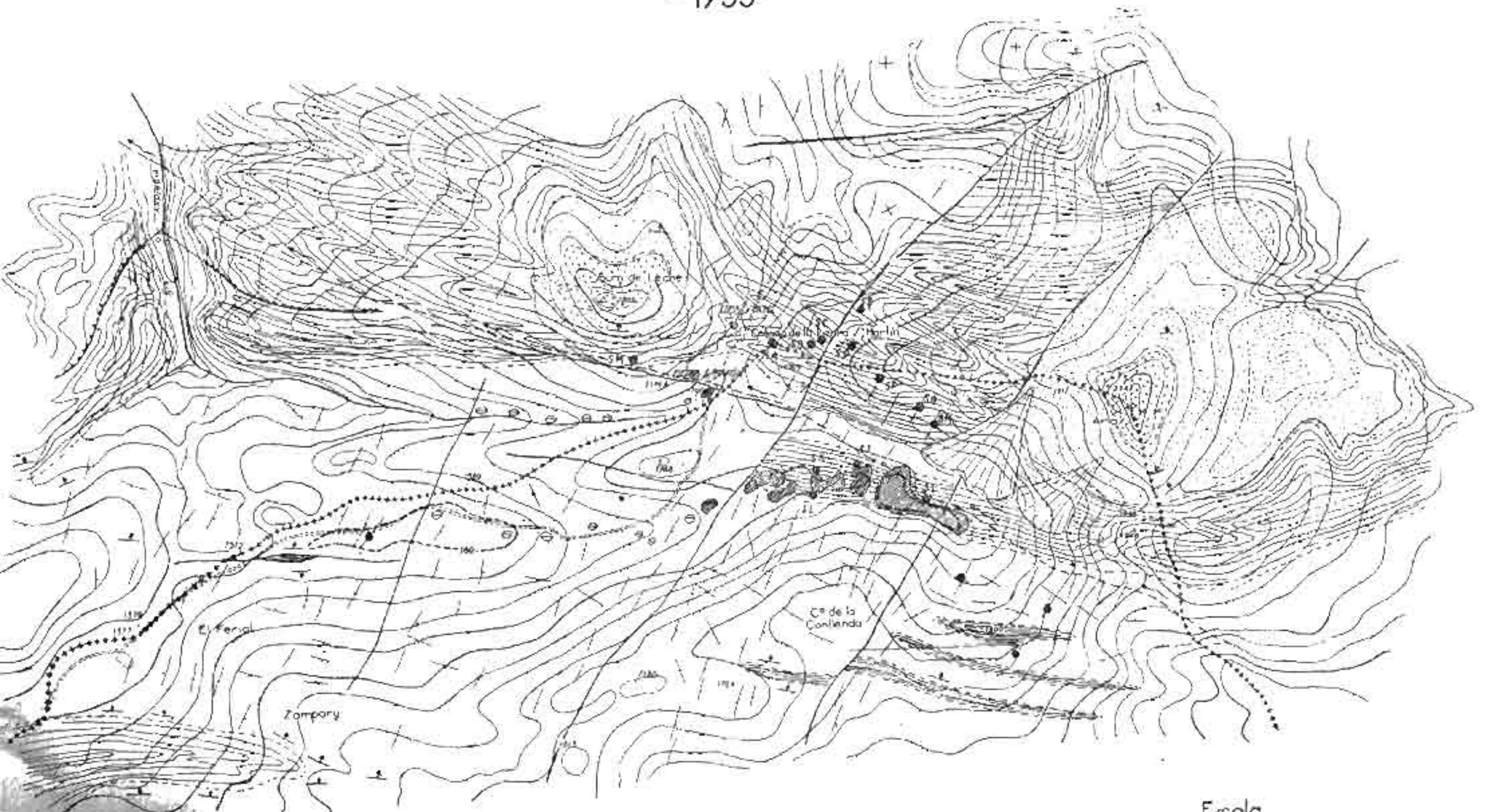
La boca es alargada en dirección NW.—SE. y tiene 22 m. de longitud. En las paredes NW. hay señales de pulimento y estriación glaciaria modeladas probablemente sobre una zona de marmitas conjugadas. La parte SE. está excavada en una falla de dirección W-NW-ESE, que desplaza las capas de calizas urgonienses que buzcan 30° al NNW. En las inmediaciones de esta falla se observa una diaclasación aberrante muy marcada que ha de ser interpretada como la tectonización inherente a la formación de la fractura. Otras roturas acompañan a este accidente representadas por diaclasas N-S inclinadas 60° al W. y N 10°E., inclinadas 80° al E. Se reconoce además una esquistosidad muy marcada perpendicular a la estratificación, es decir, inclinada unos 60° al S.

La zona NW. de este pozo de entrada está ocupada por coluviones que obstruyen su continuidad en profundidad, de tal modo que dicho pozo de entrada sólo es practicable 10 m. escasos. Cerca de su extremo SW, y precisamente sobre la indicada falla WNW-ESE, se abre un pequeño agujero que da entrada al pozo que sirve de acceso a la sima.

Según las observaciones realizadas por el Sr. Ondarra durante

MAPA HIDROGEOLOGICO DE LA REGION DE LA PIEDRA DE SAN MARTIN (NAVARRA)

POR
A. LLOPIS LLADO
- 1953 -
















- | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  Calizas jurásicas |  Flysch pizarroso campaniense |
|  Flysch calizo campaniense |  Flysch arenoso maestriático |
|  Arenillas de descalcificación | |
|  Falla |  Dirección inclinación |
|  Cobaladuras |  Buzamiento |
|  Sima |  Dolina |
|  Jau |  Río subterráneo probable |

Fig. 3

su descenso, el pòzo de acceso continúa excavado sobre la misma falla de la entrada hasta -130 m. A -50 m. se observa un lapiaz de aristas muy agudas; a -80 m. hay una plataforma de 3 m. de longitud por uno y medio de saliente inclinada 30° al NW., que debe coincidir probablemente con un plano de estratificación; a -85 m. se descubre la falla en la misma dirección y en una longitud de unos 6 m.; a -95 m. se instalan sobre dicha falla dos marmitas conjugadas de unos cuatro metros de diámetro cada una, tomando el perfil forma de ocho; las paredes de las marmitas tienen pequeñas estrías verticales; a -130 m. las marmitas desaparecen volviendo a advertirse la falla; en las paredes hay señales de erosión con aristas finas pero muy fuertes; a -160 m. vuelven a aparecer marmitas conjugadas en forma de ocho; a -162 m. se advierte una diaclasa NE-SW; a -172 m. planos de estratificación buzando 20° al N.; la caliza tiene franjas blancas; a -213 m. plataforma; a -220 m. estrías muy finas en la pared, observándose la misma diaclasa NE-SW.; a -240 m. aparece un chorro de agua por un plano de estratificación; a -265 m. se mantiene el mismo buzamiento y las marmitas conjugadas; a -270 m. se observan filoncillos de calcita; a -300 m. se alcanza el techo de la cueva; -340 m. cumbre de un enorme cono de derrubios donde comienza la zona transitable, de la cueva.

Este cono de derrubios debe tener unos 80 m. de espesor, puesto que a esta profundidad se encuentra el río subterráneo procedente de España, que cruza por debajo de dicho cono reapareciendo unos 500 m. hacia el W. al final de la sala denominada de M. Loubens. Un enorme caos de bloques procedente de un proceso clástico de proporciones gigantescas ocupa el suelo de la región de la caverna, que ha sido denominada «sala Lepineux», «sala E. Casteret» y «sala M. Loubens»; estas tres salas, al parecer, son sólo partes de una gran cavidad que no ha sido recorrida en su totalidad y que en la expedición 1952 fué interpretada como constituida por tres compartimentos.

Aparte estas observaciones poco más sabemos acerca de las

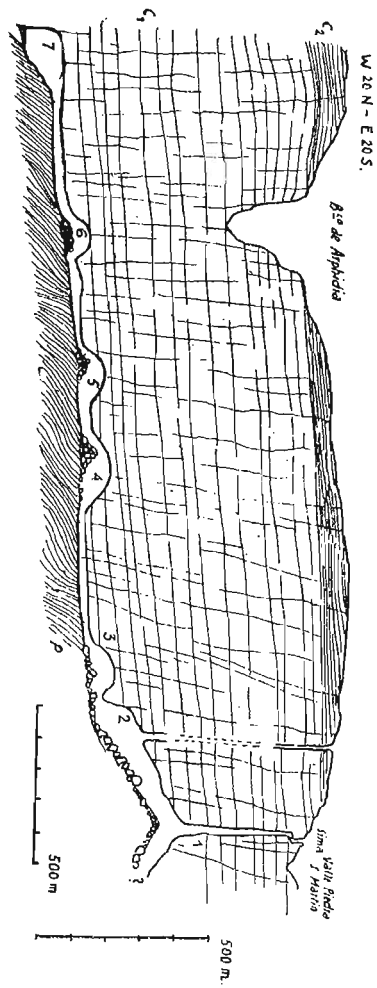


Fig. 6.—Corte teórico de la Sima de la Piedra de San Martín

1. Pozo de acceso; 2. Salas Lepineux y E. Casteret; 3. Sala Loubens; 4. Sala Queffelec; 5. Sala Adelle; 6. Sala Chevalier; 7. Sala de la Veina.

P.—Paleozoico; C₁—Calizas turronenses; C₂—Flysch.

características que presenta la Sima de la Piedra de San Martín, si exceptuamos los datos que han sido ya divulgados y que pueden resumirse de la siguiente manera:

Más allá de la Sala Loubens aparecen un río subterráneo cuyo caudal se ha evaluado a ojo en 0,5 m. ³/seg. Este río se sigue hasta el final de la caverna donde termina imbibido por una masa de aluviones que obstruye la continuidad de la última sala denominada de La Verna. El río subterráneo corre continuamente en el contacto entre las pizarras paleozoicas y las calizas urgonienses en las que está excavada la cueva, de manera que es probable que su curso esté condicionado por la falla WNW-ESE que debe actuar de línea colectora maestra y la inclinación de la superficie de discordancia paleozoico-urgoniense.

La sima de la Piedra de San Martín continúa hacia el ESE. a partir del pozo de acceso, introduciéndose por lo tanto en territorio español en esta dirección, pero esta zona no ha sido explorada. La profundidad de la Sala de La Verna, donde desaparece el río, fué evaluada por los exploradores franceses en -728 m. Hasta que no se hagan los trabajos topográficos necesarios no puede saberse con precisión la profundidad total alcanzada por la expedición 1953.

Las únicas conclusiones hidrogeológicas que tenemos de esta sima, se deben pues, a las observaciones de los señores Ondarra y Assens y se resumen a las siguientes:

1. Existencia de un río hipogeo activo corriendo por el contacto de la caliza turonense con las pizarras paleozoicas.

2. Existencia de un proceso clástico, extremadamente desarrollado, responsable de la importancia que en las salas superiores tiene la morfología clástica.

3. La morfología dominante en la parte inferior de la sima es la de erosión, estando muy pocos desarrollados los procesos re-constructivos.

A estas conclusiones puede añadirse que la Sima de la Piedra de San Martín constituye un río subterráneo colector de aguas de parte de la zona de Larra, orientado constantemente sobre una

falla WNW-ESE; el pozo de acceso funciona como un «tesereft» acumulándose en él la nieve durante el invierno y produciéndose infiltraciones durante la época de fusión. Por otra parte, este mecanismo no difiere nada del de la mayor parte de las simas circundantes, solamente que en algunas las condiciones topográficas son favorables a la acumulación de nieve formándose nevizas subterráneas que obstruyen la continuidad en profundidad. En la sima de la Piedra San Martín, las especiales características que ofrece el acceso al pozo principal, hacen que la nieve no penetre en él y por tanto exista libre entrada en verano a las cavidades inferiores de la caverna.

Sima A. — Está situada al E. del Collado de la Piedra de San Martín, sobre una diaclasa NE.-SW. por la que se penetra en pendiente hacia el N. unos 10 m. descendiendo luego verticalmente otros 10 m. donde aparece obstruida por depósitos de cantos. El corredor de entrada en pendiente, está excavado siguiendo el buzamiento y se alarga hacia el W. en el sentido de los planos de estratificación. Hay fuertes señales de erosión en las paredes del pozo terminal. Es probablemente una sima que funciona como un «tesereft».

Sima del Soum de Lèche — Está situada a 20 m. por encima del collado de la Piedra de San Martín y en las vertientes meridionales del Soum de Lèche y a 300 m. a WNW. de la sima de la Piedra de San Martín. Se abre en el flysch calizo campaniense superpuesto a las calizas turonenses formando una boca circular de 12 m. de diámetro excavada en ligera pendiente hacia el N. siguiendo el buzamiento. En la expedición 1952 dicha sima fué explorada por el grupo speleológico de Lyon dirigido por los hermanos Balandraux alcanzándose una profundidad de unos cien metros donde se encontró un nevé que obstruía la continuación en profundidad. Datos proporcionados por el indicado grupo de Lyon.

Esta sima está excavada en las inmediaciones de la falla WNW-ESE. donde está emplazada la de la Piedra de San Martín, de tal modo que por su situación es además muy probable que sea ésta

la sima cuya terminación se encuentra en la sala M. Loubens; la comunicación con el exterior desde esta sala estaría obstruída por el nevé que aparece a los cien metros.

Sima Fertel.— Está situada un poco al NW. del collado de La Piedra de San Martín, a 1.800 m. de altitud aproximada. Se abre sobre una diaclasa NNW-SSE, en su intersección con los planos de estratificación del flysch calizo campaniense inclinado al N.

Esta sima fué explorada en agosto del año 1952 por el mismo grupo de Lyon, el cual descendió hasta una profundidad de 280 metros donde la sima estaba obstruída por una nevé. Un pozo abierto en este nevé permitió descender todavía unos metros encontrándose derrubios en el fondo. La topografía de esta sima es bastante compleja, pudiéndose reconocer en la misma tres pisos, uno a -90 m. otro a -200 m. y el tercero en su terminación a -280 metros; en los dos pisos intermedios se encuentran nevés.

Sima B.— Se abre al ESE. del collado de la Piedra de San Martín a unos 50 m por encima del mismo, sobre una diaclasa NNE-SSW. en el flysch calizo campaniense buzando hacia el N. La boca tiene un metro de diámetro excavada sobre los planos de estratificación. Pueden descenderse solamente seis metros encontrándose obstruída la continuidad por un proceso clástico. En las paredes hay fuertes señales de erosión la cual ha dejado en saliente los nódulos de sílex del flysch.

Sima C.— Denominada también sima Pamplona, nombre dado por los espeleólogos navarros, que la exploraron durante el campamento español de 1953. Está situada muy cerca de la anterior sobre una diaclasa N. 10°E, en el flysch campaniense buzando 35° N. La boca tiene forma de ojal de 2 á 3 m. de ancho por 5 ó 6 m. de longitud. A los 30 m. se bifurca originándose dos pozos: el situado más al N. tiene una profundidad de 40 m. donde se encuentra un nevé que impide la progresión. El meridional tiene otros 30 m. de profundidad encontrándose en el fondo una pequeña caverna de menos de 10 m. de longitud orientada hacia el

S. por la cual pueden descenderse todavía 15 m. más por pozos muy estrechos.

Simas D y E.—Están situadas al E. del collado de la Piedra de San Martín abriéndose en los estratos de flysch calizo con nódulos de sílex, inclinados 35° al N. y en las proximidades de una falla de dirección NE-SW. La sima D tiene 25 m. de profundidad y se halla obstruida por un nevé. La sima E, fué sondeada hasta 35 m. de profundidad sin dar con el fondo.

La sima D está excavada en la intersección de dos sistemas de diaclasas, uno NE-SW. inclinado 80° al SE. y otro N 10-20 W de planos verticales o inclinados 80° al W. El primero es el dominante y es paralelo a la falla que cruza por sus inmediaciones. La sima está orientada sobre los planos de estratificación aprovechando un contacto mecánico de detalle dentro del flysch.

La sima E está orientada sobre una diaclasa N 20° -E inclinada 80° al E. Hay otras accesorias, NE-SW. inclinadas 80° al E. con intervalos de 0,5 a 1 m. y NW-SE. verticales, con intervalos de 2 a 3 m. Esta sima cuya entrada es enormemente alargada según la dirección de la diaclasa dominante N. 20° E. está formada por la conjugación de tres «jous» el más septentrional de los cuales conserva todavía un puente de separación con el central.

Sima F.—Está excavada sobre una diaclasa NE-SW. en el flysch calizo y a unos 300 m. al SE. de las anteriores. Sólo es penetrable 5 m. pues a esta profundidad aparece obstruida por un proceso clástico reciente.

Sima G.—Está situada 150 m. al SE. de la anterior también en el flysch calizo cuyos estratos buzcan 5° al N. La boca se abre en una diaclasa N. 30° E. vertical y está formada por dos elementos conjugados: el más septentrional es una marmita de erosión unida a una galería en rampa instalada sobre la diaclasa N. 30° E. Puede sondearse una profundidad de 41 m. pero la sima continúa en rampa hacia el N. siguiendo la diaclasa.

Sima H.—Está situada a 100 m. al SE. de la anterior también en el flysch calizo con nódulos de sílex. Los estratos son aquí ho-

rizontales y las características topográficas son muy parecidas a las de la anterior puesto que se encuentran también dos elementos conjugados, el meridional representado por un corredor de unos 20 m. de longitud y 10 de profundidad excavado sobre una diaclasa NE-SW. y otro septentrional representado por un pozo que no se ha sondeado.

En las paredes del corredor se observan fuertes señales de erosión a presión hidrostática que han hecho destacar en la pared los nódulos de sílex mucho más resistentes que la caliza.

Sima J.—Está situada a 300 m. al S. de la anterior en el fondo de la dolina del Cerro de la Contienda y se abre en el flysch calizo sobre una diaclasa NE-SW. Se sondearon -85 m. sin alcanzar el fondo. Por su situación en la posible prolongación oriental de la falla de la Sima de la Piedra de San Martín, es probable que esta sima tenga relación directa con las cavidades de aquella que penetran en España y que están situadas al E. del pozo de entrada. Si esta sima no está obstruida por nieve, su exploración es del máximo interés por las razones expuestas.

Sima J.—Está situada a 250 m. al WNW. de la anterior en la prolongación occidental de la misma zona de dolinas. Está excavada en el flysch calizo cerca del contacto con las calizas turonesas y en la intersección de diaclasas N. 10 W. y E. 10 N. ambas verticales. Pueden penetrarse solamente 11 m. por una fuerte rampa pedregosa encontrándose el fondo obstruido por un proceso clásico. Las paredes y el techo presentan señales de erosión a presión hidrostática con retoque glaciar.

Sima K.—Está situada a 200 m. al WSE. de la anterior en la misma zona de dolinas. Se abre también en el flysch calizo inclinado 15° al N. cortado por una falla E. 20 N. Como las anteriores consta también de dos elementos: el corredor de entrada en rampa excavado en la intersección de la diaclasa W. 20 N. con los planos de estratificación y el pozo terminal orientado sobre la falla E. 20 N.

Hay también diaclasas N. 10 E. y N. 10 W. verticales que han facilitado la excavación.

Sima L.—Está situada a 40 m. al S. de la anterior al otro lado de la misma dolina. Tiene una estrecha entrada excavada en los planos de estratificación del flysch calizo sin nódulos cuyos estratos buzcan 50° N. Pueden descenderse 7 m. donde se encuentra el fondo obstruido por un proceso clástico que ha originado una pequeña cámara orientada sobre una diaclasa W-NE.

Consideraciones generales.—De las observaciones realizadas en las simas, cuya descripción parcial acaba de hacerse, se deduce que todas ellas han sido condicionadas ante todo por la estructura. El caso más frecuente de adaptación estructural se revela por la presencia de dos elementos topográficos conjugados: un corredor de entrada excavado en la intersección de diaclasas predominantemente NE-SW. con planos de estratificación buzando al N. y un pozo terminal, sobre el cual la sima tiene su máximo desarrollo, excavado preferentemente sobre la diaclasa. Los detalles topográficos dependen de la inclinación de los estratos y del estado de evolución. Cuando el techo del mismo se hunde a consecuencia de los procesos de decalcificación, la morfología de la entrada toma forma de trinchera como en la sima E, advirtiéndose en ella los restos de dicha evolución.

El grado de evolución a que se encuentran dichas simas es de la máxima importancia por lo que se refiere al papel de las mismas como formas de absorción. Las simas poco evolucionadas conservan su corredor de entrada el cual constituye un obstáculo para la acumulación de nieve durante el invierno, dado el carácter horizontal o sub-horizontal de la cavidad. En las simas muy evolucionadas, en cambio, cuando el pozo principal se abre directamente al exterior, la nieve penetra fácilmente por él y en el fondo de la sima suele haber nevés.

Todas estas simas presentan señales de erosión a presión hidrostática tanto los corredores de entrada como los pozos principales, lo que implica forzosamente que se engendraron en condi-

ciones morfológicas muy distintas a las actuales. Es muy probable que un tanto por ciento elevado de estas simas hayan sido originadas antes de la invasión glacial y hayan funcionado luego como simas sub-glaciares en la zona de ablación glacial.

En la actualidad las simas de pozos abiertos al exterior continúan actuando como formas de absorción bajo el régimen nival imperante, no así aquellas menos evolucionadas que han conservado sus corredores iniciales, las cuales están en la actualidad totalmente inactivas.

2. *Las formas de emisión*

En la periferia del macizo de Larra sólo aparecen formas de emisión importantes en las vertientes francesas en las que se ha excavado el valle de Santa Engracia. Las vertientes españolas son muy pobres en resurgencias y las pocas que existen tienen sólo carácter muy local y dan caudales poco importantes.

La fuente del Rey es una de ellas situada en el frente de la zona plegada de Larra y precisamente emergiendo en la superficie de contacto de una pequeña cabalgadura que superpone las calizas turonenses al flysch campaniense. La fuente emerge por entre las diaclasas del flysch pero procede indudablemente de la masa de calizas superpuestas. El 18 de agosto de 1953 daba un caudal de 1 litro por segundo a una temperatura de 6° C. Otro fenómeno hidrológico de menor importancia es la

Cueva de Antxomarro que en invierno funciona como surgencia secándose casi totalmente en verano. Estos dos manantiales son los únicos del valle de Belagua que tienen relación con la masa caliza de Larra, puesto que la resurgencia de Lasoloa situada cerca del Km. 8 de la carretera a Isaba y que proporciona un caudal de 16 a 20 l. por seg., ha de tener su origen en las vertientes occidentales de dicho valle de Belagua fuera ya de la zona estudiada y sin relación por lo tanto con las aguas de la Piedra de San Martín.

Esta escasez de aguas en la vertiente española hace sospechar ya que las resurgencias importantes deben de encontrarse en las

vertientes francesas y concretamente en el valle de Santa Engracia y, en efecto, es allí donde aparecen la mayor parte de dichas aguas dando al país una fertilidad que contrasta profundamente con la de la vertiente meridional.

Las investigaciones realizadas con finalidades industriales por Electricité de France, han conducido a un conocimiento muy detallado de la hidrología cárstica del valle de Santa Engracia. Los trabajos se han realizado bajo la dirección del ingeniero Mr. Ravier, quien nos acompañó en nuestras breves visitas y nos proporcionó preciosos datos acerca de los caudales y régimen de las surgencias que afloran en dicho valle.

Las investigaciones realizadas por el equipo de Electricité de France han conducido al descubrimiento de la salida del río subterráneo de la Piedra de San Martín, cuyas aguas se encuentran primeramente en el fondo de la sima denominada «Trou du Renard», reapareciendo luego en la surgencia de Bentia.

El *Trou du Renard* es una sima que se abre a unos 200 m. al S. de la Iglesia de Santa Engracia, al otro lado del río y a unos 13 m. por encima del talweg del mismo. La boca se encuentra en el flysch calizo campaniense buzando 25-30 N. en una pequeña dolina hundida. En la misma entrada se observan diaclasas W. 40 N. buzando 80°W. y E. 30 N. buzando 80° S. ambos con intervalos de 1 a 2 m.

La morfología de erosión es la dominante en toda la sima; los cuatro pozos que la constituyen y que permiten descender hasta -130 m. están excavados constantemente sobre diaclasas W. 10-20 N., paralelas unas a otras; los planos de estratificación han desempeñado un papel muy pobre en la orientación de la excavación de tal modo que el desarrollo es casi exclusivamente vertical. La erosión obedece a dos tipos: 1. Tipo fluvial, de aguas libres, localizado sobre todo en la zona superior de la sima y 2. Tipo turbillonar, a presión hidrostática localizado en la parte inferior, de la que constituye un magnífico representante el túnel terminal, por

el cual circula un río subterráneo con un caudal de 2,5 m.³/segundo.

La morfología de reconstrucción está localizada exclusivamente en la parte alta de la sima lo que parece indicar un principio de fosilización; la mayor parte son concreciones parietales, gours y coladas estalagmíticas. No hay anemolitas.

Esta circunstancia permite dividir a la cavidad en dos grandes conjuntos: 1. Zona superior, seca y con morfología de reconstruc-

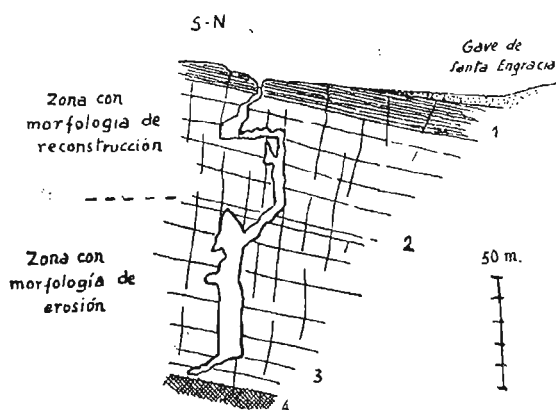


Fig. 7.—Corte geológico del «Trou du Renard»

El perfil está rebatido sobre un plano

1. Flysch calizo, recubierto por los aluviones de la Gave de Sainte Engrace.
2. Calizas grises turonenses.
3. Calizas con microfauna.
4. Paleozoico.

ción bien desarrollada, que comprende desde la superficie hasta los -50 m. y 2. Zona inferior húmeda, sin morfología de reconstrucción, con huellas de erosión exclusivamente, que alcanza desde los -50 hasta los -130 m.

Esta última zona está en plena fase de juventud; no aparecen en ella huellas de procesos clásticos, testigos casi siempre de prin-

cipios de senilidad; la parte superior en cambio, está más evolucionada aunque no se encuentran tampoco procesos clásticos.

La forma de erosión dominante en toda la caverna es la vertical, pero se encuentran también huellas de formas horizontales degradadas: a -30 m. aparece un túnel que constituye la forma horizontal más completa de toda la caverna, si se exceptúa el corredor del fondo por donde circula el río subterráneo. A -70 m. aparece otro túnel muy degradado. Estas formas horizontales, intercaladas entre las cavidades de esta sima, de neto desarrollo vertical han de interpretarse forzosamente como momentos de estabilidad del nivel piezométrico en franca regresión, en la cual pueden considerarse por lo tanto tres etapas: 1. A -30 m. representada por el túnel superior, 2. A -70 m. denunciada por los restos del túnel intermedio y a -130 m. que constituye la etapa actual.

La causa primordial del establecimiento del «Trou du Renard» ha sido con toda probabilidad, la presencia de la falla, que siguiendo el valle de Santa Engracia pone en contacto el triás con el cretácico. Las margas abigarradas y ofitas del keuper, actúan de barrera de las aguas que circulan por la masa de calizas turonenses impidiendo su progresión hacia el N. La forma primitiva del «Trou du Renard», debió ser un sumidero de un antecesor reciente de la Gave de Santa Engracia como parece acreditarlo la morfología de la entrada. En esta primera fase de sumidero el nivel piezométrico estaría estabilizado a -30 m. La regresión de este nivel piezométrico se ha realizado probablemente por elevación epirogenética del territorio que obligaría a las aguas a huír progresivamente hacia la profundidad. Esta regresión estuvo siempre condicionada por la indicada falla y se efectuó a lo largo de diaclasas paralelas a la misma hasta alcanzar el nivel piezométrico actual, situado a -130 m.

La edad de esta regresión es difícil de determinar aunque no puede ser muy antigua, si se tiene en cuenta que la entrada del antiguo sumidero está situada solo a 13 m. por encima del talweg actual de la Gave de Santa Engracia. Tanto por este dato, como

por el estado de juventud en que se encuentran las cavidades del «Trou du Renard», es lógico pensar que esta evolución tuvo lugar con posterioridad al würmense.

La surgencia de Bentia es el primer afloramiento de las aguas de Larra. Aguas abajo de la Gave de Santa Engracia se encuentran otras que no hemos podido visitar, dado lo rápido de nuestra es-

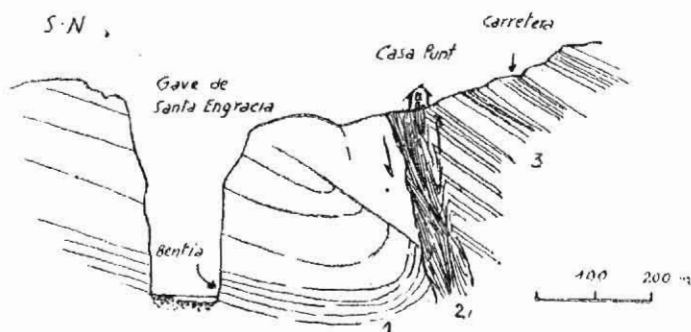


Fig. 8. - Corte geológico de la surgencia de Bentia.

1. Calizas turonenses; 2. Brecha de falla con elementos predominantemente triásicos (ofitas y margas abigarradas del Keuper); 3. Serie de calizas y margas del trias.

tancia en el valle francés. Este manantial está situado a pocos metros por debajo de la carretera de Pau y muy cerca de la confluencia del barranco de Kakouette con la Gave de Santa Engracia, en el fondo de una pequeña garganta excavada en las calizas turonenses. En este punto las calizas turonenses buzan solamente 5 grados al N. torciéndose bruscamente hasta tomar la vertical a 50 m. escasos al N. de la resurgencia y poniéndose en contacto por falla con las ofitas y margas abigarradas del Keuper. El accidente es claramente visible por debajo de la Ferme Punt y a lo largo del sendero que desciende desde esta casa a la surgencia de Bentia.

El manantial actual es una fuente ascendente de un caudal de 3 a 4 m³ por segundo (datos de Electricité de France), de curso condicionado indudablemente por la falla de la Ferme Punt, que

a nuestra manera de ver constituye la prolongación occidental de la de Santa Engracia. Las aguas circulan hacia el W. como en el «Trou du Renard» a lo largo de diaclasas W. 10 N-E 10 S. y E. 10N-W.10 S.

Sobre el río actual existen huellas de otras fases de emisión más antiguas, representadas por: 1. Una caverna de 20 m. de longitud terminada por un sifón por donde corre el río actual. Esta caverna tiene en su parte superior (a 6 m. por encima del nivel actual) huellas de un primer ciclo de emisión a presión hidrostática, representadas por formas tubulares. 2. A quince metros por encima del nivel actual se encuentra otra caverna de 20 m. de longitud rellena en buena parte de derrubios que constituye todavía un resto de una forma más antigua de emisión.

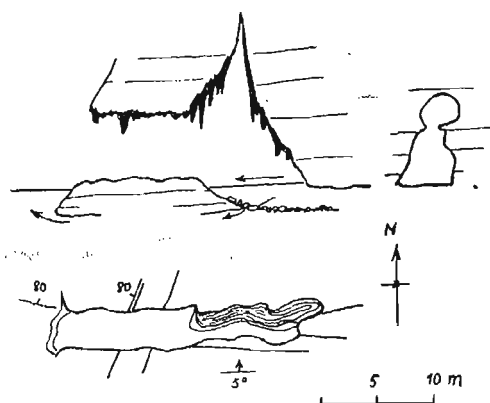


Fig. 9.—Plano y fierfiles de la surgencia de Bentia (Sainte Engrace)

Las flechas indican los buzamientos de la caliza turronense. Las líneas cortas las inclinaciones de los planos de diaclasa.

Es interesante hacer notar, que tanto en Bentia como en el «Trou du Renard», la evolución se ha realizado en tres etapas correspondientes a tres fases de estabilidad de otros tantos niveles piezométricos antiguos. No cabe duda que el nivel actual de Bentia corresponde al de -130 m. del «Trou

du Renard». Sería más aventurado identificar los otros dos niveles de 6 y 15 m. de Bentia con los de -30 y -70 del «Trou du Renard» sin un estudio más completo, pero de lo que no cabe duda ninguna es del importante papel directriz que la falla de Santa En-

gracia ha ejercido sobre la marcha de las aguas cársticas desde el cuaternario moderno hasta la actualidad.

III. HIDROLOGIA SUBTERRANEA

Las observaciones geológicas y morfológicas brevemente expuestas en los anteriores capítulos, permiten obtener algunas conclusiones acerca de la marcha, origen y emergencia de las aguas subterráneas que circulan por el macizo de Larra y valles adyacentes. En este trabajo nos limitaremos a exponer las características hidrogeológicas actuales sin hacer incapié en sus antecedentes cuaternarios y pliocenas.

El conjunto de formas cársticas que se han descrito en la parte morfológica, constituye un sistema hidrogeológico completo con sus formas de absorción, de conducción y de emergencia. Este sistema se ha modelado íntegramente, condicionado por la estructura geológica puesto que, como ya hemos dicho, todas las formas de absorción (simas, «jous» y valles ciegos) están orientadas sobre los planos de estratificación, sobre los ejes de los pliegues o a lo largo de las fallas. La estructura de conjunto que determina el hundimiento de los pliegues hacia el W., favorece también el desplazamiento de las aguas en este sentido.

El nivel de base cárstico de todo el sistema, lo constituye el zócalo paleozoico impermeable que aflora al E. del Pico de Anie y que desciende suavemente hacia el W. a tenor del hundimiento general de las unidades tectónicas en este sentido. Los afloramientos paleozoicos del E. del Pico de Anie están situados alrededor de los 2.200 m. mientras que en el barranco de Indarchu, a 2 km. al S. de Santa Engracia aflora el paleozoico por debajo de las calizas turonenses alrededor de los 800 m. lo que indica el valor de la deformación de la superficie precretácica modelada sobre el paleozoico, entre el Pico de Anie y el barranco de Indarchu.

La zona colectora de aguas subterráneas y por lo tanto la región de resurgencias, lo constituye la falla de la Gave de Santa

Engracia, contra la cual se estrellan todas las aguas que desciende hacia el N. por entre las fisuras de las calizas turonenses, gracias al carácter impermeable de los materiales del labio N., formado por las margas abigarradas y ofitas del triás y por el paleozoico.

De este modo, las tres regiones del sistema hidrogeológico de la Piedra de San Martín, (zona de alimentación, zona de conducción y región de emisión), se corresponden con las tres grandes unidades estructurales descritas en la región, es decir, respectivamente con la zona de pliegues vergentes al S. de la región de Larra, el área isoclinal de buzamiento N. de la plesiocapa de Lakora y la falla de la Gave de Santa Engracia.

A) *La zona de alimentación*

La zona de alimentación se extiende desde la frontera francesa entre los picos de Lakora y Arlás, el paleozoico del pico de Anie y los cordales de Paquiza por el S. Esta región, como ya se ha indicado, corresponde a una zona de pliegues isoclinales, vergentes al S. y progresivamente hundidos hacia el W. abarcando una superficie de unos 50 km², lo que permite calcular una absorción de 90 millones de m³ anuales (tomando como base de cálculo, una precipitación de 1.800 m. y una absorción total).

En efecto, las precipitaciones de la región de Larra han de ser absorbidas en su totalidad, si se descuentan las escasas evaporaciones, por dos causas: 1. Existencia de una morfología que imposibilita la esorrentía, puesto que no existe un solo valle normal, abierto, en toda la región y 2. El régimen nival imperante, en virtud del cual durante seis meses al año, las precipitaciones se hacen en forma de nieve. Esta última circunstancia trae como consecuencia una mayor regularidad en el régimen subterráneo puesto que la nieve se conserva en parte durante el verano y mantiene la circulación subterránea en un régimen de regularidad semejante al de los ríos epigeos. Muchas de las simas absorbentes están fosilizadas, en parte, por nevizas, de tal modo que puede hablarse en



Fig. 1.—Una de las múltiples simas sin nombre de la región de Larra.
(Foto Llopis)



Fig. 2.—Collado de la Piedra de San Martín (PSM).
CI.—Campamento Internacional, SPSM.—Sima de la Piedra de San Martín, CE.—
Campamento Español

(Foto Llopis)



Fig. 1.—Entrada superior a la Sima de la Piedra de San Martín, en las calizas turonenses. Obsérvese el plano de falla sobre el que está excavada la sima y la esquistosidad perpendicular a los planos de estratificación.
(Foto Llopis)



Fig. 2.—Entrada inferior a la Sima de la Piedra de San Martín. Brecha de falla de 3 m. de potencia en las calizas turonenses.

(Foto Llopis)

realidad de «nieve fósil» acumulada en ellas desde tiempos muy antiguos.

A la cifra calculada de agua absorbida, que hemos evaluado en 90 millones de m^3 año, hay que añadir las aguas del pico de Lakora, procedentes de la infiltración en el flysch maestrichtiense y en el paleozoico del macizo de Lakora. Estas aguas vierten hacia el S. y aparecen en forma de aparatosos manantiales en el camino de Belagua al Puerto de Eyraze, pero al llegar a las calizas de El Majadal son absorbidas por las dolinas allí existentes, sin que un solo litro llegue al valle de Belagua. El caudal total de estas aguas puede evaluarse en 0,5 a 1 m^3 /s. durante el estiaje.

La zona de alimentación es pues compleja. Por una parte está constituida por un red de tipo autóctono, que ocupa la región de Larra, por otra hay una aportación de aguas alóctonas, procedentes del macizo de Lakora. La red autóctona está constituida por el conjunto de dolinas, simas y jous donde se almacenan las nieves invernales y donde se recogen las precipitaciones estivales. La aportación alóctona la constituyen las aguas de Lakora, que emergiendo primitivamente hacia el S., sufren una retroversión por absorción cárstica y retroceden hacia el N. para incorporarse al gran conjunto hidrogeológico de la Piedra de San Martín.

B) *La región de conducción*

La región de conducción coincide con la zona de buzamiento isoclinal hacia el N., de las calizas turonenses que forman el sustrato de la capa de Lakora. Esta zona contiene las principales formas de absorción, pero sobre la superficie de las calizas se realizan también absorciones puesto que ocupan áreas que pueden evaluarse en unos 20 km^2 lo que implica también una absorción del orden de los 25 a 30 millones de metros cúbicos que deben ser añadidos a los absorbidos en la región de Larra.

Los caudales absorbidos en todas estas zonas, penetran por la intrincada red de cavernas que debe existir en la masa de calizas

turonenses y aun por las del flysch calizo y se dirigen inevitablemente hacia el N., es decir, cruzan subterráneamente la frontera francesa para resurgir en la Gave de Santa Engracia. Toda la estructura geológica favorece la emigración del agua española hacia Francia, puesto que no sólo el hundimiento general de los pliegues hacia el W. y WNW. polariza las aguas en este sentido, sino que, además, la vergencia de los pliegues hacia el S. y por lo tanto los buzamientos N. de los planos de estratificación, orientan inevitablemente todas estas aguas hacia el territorio francés. En sus líneas generales vemos que la dirección de las aguas subterráneas en esta región, viene dada por la resultante de dos componentes: 1. Inclinación hacia el W. de la superficie precretácica modelada sobre el paleozoico y 2. Buzamiento N. de las calizas turonenses. Las aguas tenderán a orientarse hacia el W. N W. dado por la resultante.

Las absorciones aisladas de cada dolina o sima se reúnen en conjuntos de mayor caudal que a su vez son colectados por las líneas estructurales maestras. En esta reunión desempeñan un papel importante las líneas maestras de fractura, como la falla de la Sima de la Piedra de San Martín que actúa de colectora de segundo orden. La absorción inicial suele hacerse por diaclasas N. 10-20 N. que forman el sistema dominante y las aguas seguirían esta dirección de no existir las circunstancias ya indicadas. Las líneas colectoras son sobre todo fallas W 10-20N. como la del Ferial y la de la Piedra de San Martín. Ambas actúan de barreras secundarias que desvían las aguas hacia el W. NW.

C) *La zona de emergencia*

La zona de emergencia de la Gave de Santa Engracia situada en la resurgencia de Bentia, se surte pues, por lo menos, de tres zonas distintas:

1. Zona oriental de aguas absorbidas totalmente en Francia y circulando íntegramente por el territorio francés, situadas al NE.

de la falla de la Piedra de San Martín, que puede denominarse «Zona de Leche y de Sende». La sima Fertel y las S A, S B, S C, S D, S E, S F, S G y S H, son tributarias de esta zona.

2. Zona de la Piedra de San Martín, constituida por la ya indicada falla del mismo nombre que actúa de falla colectora de parte de las aguas absorbidas en la región de Larra. Esta falla se conjuga en las cercanías del barranco de Arphidia con una cabalgadura de segundo orden desarrollada en el flysch, de manera que es probable que las aguas de la Piedra de San Martín prosigan por el plano de esta cabalgadura y sigan luego hacia el NW., conducidas por los planos de estratificación hasta las inmediaciones del Trou du Renard donde se reúnen con las aguas de la zona L).

3. Zona de Lakora, constituida por los derrames meridionales del Pico de Lakora, absorbidas por las dolinas de El Majadal a las cuales hay que añadir, con toda probabilidad, buena parte de las aguas absorbidas en la región central de Larra. Todas estas aguas tienen un curso subterráneo hasta ahora desconocido, pero resurgen en la fuente de Bentia y próximas contribuyendo a la formación del caudal total de 5 m³/seg.

Estas conclusiones están corroboradas por las dos experiencias con fluoresceína realizadas durante las expediciones 1952 y 1953, puesto que las aguas teñidas en el fondo de la sima de San Martín, aparecieron a los doce días en el Trou du Renard y a las pocas horas más en Bentia. El largo período de tiempo transcurrido entre la coloración en San Martín y la aparición en el Trou du Renard, es debido, con toda probabilidad, a que, en su región terminal, la Sima de la Piedra de San Martín está fosilizada por sedimentos arenosos por los cuales el agua ha de circular por percolación como en los mantos freáticos.

La causa que determina la emergencia de todas estas aguas ha de buscarse en la existencia de la falla de la Gave de Santa Engracia, que ya hemos dicho que actuaba de falla-barrera impidiendo la progresión hacia el N. de las aguas procedentes de Larra. De este modo se forma un río subterráneo importante, a lo largo de

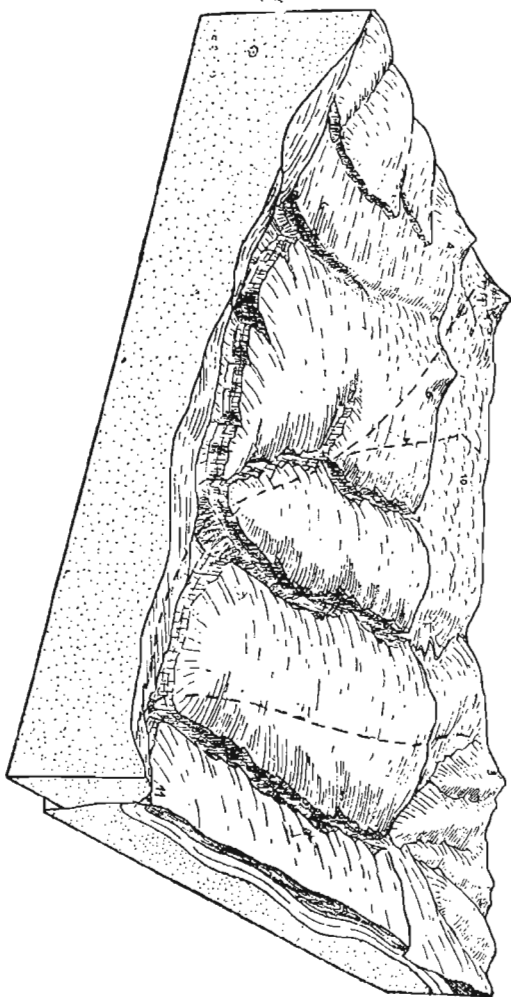


Fig. 10.—Bloque diagrama del sistema hidrogeológico de la Piedra de S. Martín 1. Pico de Anie; 2. Collado de Eyraze; 3. P. de Lakora; 4. P. de Arlás; 5. Collado de la Piedra de San Martín; 6. Soum de Lèche; 7. Barranco de Arphidia; 8. Barranco de Iarchu; 9. Barranco de Kakouete; 10. Larra; 11. Fuente de Bentia. En los cortes el punteado corresponde al paleozoico y al trias. Las rayas blancas a las calizas turoneses y el rayado apretado al flysch.

dicha falla, de dirección W-E., cuyas aguas corren hacia el W., uno de cuyos afloramientos se halla en el Trou du Renard a -130 m., el cual resurge definitivamente en Bentia.

Las aguas de las dos primeras zonas hidrogeológicas (zona oriental y zona de la Piedra de San Martín), van a parar pues al Trou du Renard; no así las de Lakora que afluyen directamente a Bentia, lo que explica la diferencia de caudales que existe entre el río del Trou du Renard y el manantial de Bentia.

CONCLUSIONES

1. El sistema hidrogeológico denominado de la Piedra de San Martín, es extremadamente complejo y de él sólo se conocen algunos elementos como la Sima de la Piedra de San Martín, la sima Fertel, S. M., y en la Gave de Santa Engracia, el Trou du Renard y algunos otros estudiados por Electricité de France.

2. Este sistema hidrogeológico funciona condicionado por un desnivel considerable, puesto que desde la zona de alimentación situada alrededor de los 2.000 m., hasta la emergencia en Bentia a menos de 500 m., median más de 1.500 m. de caída.

3. La sima de la Piedra de San Martín es solamente un elemento accesorio de este conjunto hidrogeológico, puesto que por ella corre un arroyo que aporta un caudal de 0,5 m³. durante el estiaje, siendo así que el caudal total aforado en Bentia es de unos 5 m³.

4. Las tres cuartas partes de las aguas que alimentan este sistema hidrogeológico tienen su origen en la zona de Larra, vertiendo subterráneamente a Francia, condicionadas por la estructura geológica.

5. El reconocimiento hidrogeológico de la región de Larra dictaría los detalles de la marcha de las aguas subterráneas y serviría para definir concretamente las características hidrogeológicas de la Alta Navarra.

Instituto de Geología de la Universidad de Oviedo.

RÉSUMÉ

Les observations faites dans la région de la Pierre Saint-Martin par le groupe espagnol ont permis de rédiger cette première étude sur le Karst de cette région.

Ce Karst est développé sur une formation de calcaires turoniens d'une épaisseur visible de 200 m. Ils reposent sur des schistes paléozoïques et à leur tour sont recouverts par du flysch maëstrichtien. Dans le versant espagnol ils forment des plis à style jurassique et déversement sud. Du côté français, le substratum d'une petite nappe, dite de Lakora qui fait chevaucher le paléozoïque sur le maëstrichtien. Dans cette nappe les calcaires turoniens sont à peine plissés. Ils forment un ensemble doucement incliné vers la vallée de Sainte Engrâce où ils sont en contact par faille avec les marnes bigarrées du trias.

Cette structure a favorisé la karstification, qui a une longue histoire morphologique qui a dû commencer probablement au pliocène. Cette karstification a interféré avec les glaciations pyrénéennes créant des formes karstiques sub-glaciaires et interglaciaires.

Le Karst actuel est de régime nival; les dolines ont une morphologie très particulière. Les avens sont des formes anciennes presque toutes fossilisées totalement ou partiellement par nevés. La région d'alimentation se trouve en Espagne. Les eaux de fonte de la neige accumulée dans les avens, les diaclases et des plans de stratification, sont arrêtées en profondeur par la masse de schistes paléozoïques. La zone d'émergence se trouve dans la vallée de Sainte Engrâce et la surgence de Bentia est une des sources les plus importants.

Un des avens de ce système est celui de la Pierre de Saint Martin orienté sur une faille WNW-ESE, au fond duquel coule un ruisseau d'environ 0,5 m³/s. de débit. D'après les mesures des explorateurs français le dénivèlement entre l'entrée du gouffre et la perte des eaux est de -726 m., le plus grand du monde.

SUMMARY

A preliminary study of the karst of the Pierre Saint-Martin region, based on observations made by the Spanish group of speleologists.

This karst developed on a turonian limestone formation with a visible thickness of 200 metres, which rests on palaeozoic schists, and is covered in turn by maestrichtian flysch. On the Spanish slope, it is formed in jurassic type folds, inclined towards the south. On the French side, over the sub-stratum of a small sheet, known as the Lakora sheet, the palaeozoic overrides the maestrichtian. In this sheet, the turonian limestone is barely folded, and slopes gently in a uniform mass towards the Sainte Engrace valley, where faults bring it into contact with the varied marls of the trias.

This structure has favoured karstification, which has a long morphological history here, dating back probably to the pliocene. The karstification interferes with the Pyrenean glacial development, creating sub glacial and inter-glacial karstic formes.

The present karst is nourished for the snow and the dolinas have a very special morphology. The avens are ancient, and nearly all either totally, or partially fossilized by firs. The area that feeds them is in Spanish territory. The water from the melted snow accumulates in the avens along the fractures and stratification planes, and is held up at the bottom by the mass of palaeozoic schists. The water emerges in the Sainte Engrace valley, the Bentia spring being one of the largest.

The Pierre Saint-Martin cave is one of the avens of this system. It follows a WNW-ESE fault, and has a stream at the bottom, which flows at the rate of about 0,5 m³/s. Measurements made by the French explorers show that the difference in level between the point where the waters enter the swallowhole, and where they disappear, is -726 metres, which is the greatest in the world.

BIBLIOGRAFIA

1. *Argand, E.*: La tectonique de l'Asie. C. R. XIII Cong. Geol. Int. págs. 171-372. Bruselas, 1922.
2. *Asbauer, H.*: Die Ostliche Endigung der Pyrenäen. Ab. Gess. Wiss. Göttingen Math-Phys. K. (3) 10. 115 págs. Berlín, 1934.
3. *Casteras, M.*: Sur la structure de la partie orientale des Pyrénées basques. C. R. A. Sc. t. CCXVI, págs. 572-574. París, 1943.
4. *Casteras, M.*: Observations sur la structure du revêtement cretacé et nummulitique de la zone primaire axiale au sud du Larrau et de Sainte Engrace (Basses Pyrénées). Ann. Hebert et Haug t. II, págs. 43-59, 1 lám. París, 1949.
5. *Bresson, A.*: Feuille d'Urdo. Bol. Cart. Geol. Fr. t. XVI, n. 110, págs. 107-114, 2 figs. 1906.
6. *Fournier, E.*: Etude sur les Pyrénées Basques (Basses Pyrénées, Navarre et Guipuzcoa). Bull. Cart. Geol. Fr. t. XVIII, n. 121, págs. 491-548, 33 figs. 1908.
7. *Fournier, E.*: Etudes géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive. Bull. Soc. Géol. Fr. (4) t. V, págs. 699-723, 16 figs. 1905.
8. *Fournier, E.*: Sur la tectonique de la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. Fr. (4) t. X, págs. 88-99, 6 figs. París, 1910.
9. *García Sainz, L.*: El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación. Publ. Un. Valencia. 1 vol. 179 págs., 24 figs. 57 fot., Valencia 1947.
10. *Gübler, Y.*: Observations sur les variations de facies du cretacé supérieur en rapport avec les jeux du socle des massifs primaires du Pays Basque (Aldudes, Mendibelza) Ass. Fr. Techn. d. Petrole. Meeting geol. de Pau 1947, páginas 83-92, 1 cuadro, 1 lám. 1947.

11. *Horn, G.*: On certain caves in the Karst of Norway. *Cave Science*, vol. n. 17, págs. 1-12. 2 figs. *Settie*, 1951.
12. *Lamare, P.*: Les formations detritiques cretacés du massif de Mendibelza. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (5) t. XVI, págs. 265-312 et 399-400, 7 figs., 1 lám. 1947.
13. *Lombard, A. et Van den Eeckhoudt, J. P.*: Note sur les phénomènes karstiques dans les Pyrénées (Bracas et Camp-Long, B. P.) *Bull. Soc. Belge de Geol., Paleont., Hidrol.* t. LXII, fasc. 1, págs. 9-17, 9 figs. *Bruxelles*, 1953.
14. *Llopis Lladó, N.*: Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo. *Misc. Alm. Publ. Inst. Geol. Dip. Barcelona*, págs. 159-186, 3 figs., 1945.
15. *Llopis Lladó, N.*: El relieve del alto valle del Aragón. *Pirineos*, 90 págs., 6 láminas, 3 mapas. *Zaragoza*, 1947.
16. *Llopis Lladó, N.*: Problemas de tectónica alpídica del Pirineo. I. Sobre el tipo de cuenca de sedimentación. *I Congr. Int. Pir.* 44 págs., 11 láms. *Zaragoza*, 1950.
17. *Maestre, A.*: Reseña geológica de las Provincias Vascongadas. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.* t. IX, págs. 1-64, *Madrid*, 1882.
18. *Mallada, L.*: Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra. *Bol. Com. Map. Geol. España*, t. IX, págs. 1-64, *Madrid*, 1882.
19. *Mallada, L.*: Explicación del Mapa Geológico de España. *Mem. Com. Map. Geol. Esp. Madrid*, 1895-1913.
20. *Marquina, J.*: Descripción geológica de Navarra. *Geogr. Gen. Pais Vasconavarro. Barcelona* (sin fecha).
21. *Palacios P.*: Los terrenos mesozoicos de Navarra. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* XL, págs. 3-153, 1 map. *Madrid*, 1919.
22. *Selzer, G.*: Geologie des südpynenäischen Sierrren in Oberaragonien. *Neues Jarb. f. Min. usw. Beil. Bd. 71*, págs. 370-406, *Berlín* 1934.
23. *Viennot, P.*: Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Thèse Sc. Paris et Bull. Cart. Geol. Fr.* t. XXX, n. 163, 267 págs., 35 figuras, 11 láms., 1 map. *Paris*, 1927.